

DER SANTA ANGELICA PLUTON IM RIBEIRA MOBILE BELT,
SÜDLICHES ESPIRITO SANTO, BRASILIEN:
MAGMENMISCHUNG IN EINEM INVERS ZONIERTEN PLUTON

ROBERT SCHMIDT-THOMÉ

Disbyi. München

1987





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554824_0022

DER SANTA ANGELICA PLUTON IM RIBEIRA MOBILE BELT,
SÜDLICHES ESPIRITO SANTO, BRASILIEN:
MAGMENMISCHUNG IN EINEM INVERS ZONIERTEM PLUTON

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Geowissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Robert Schmidt-Thomé
München
Oktober 1987

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K.Weber-Diefenbach
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G.Troll

Tag der Abgabe: 3.11.1987

Tag der mündlichen Prüfung: 26.1.1988

"WE NEED A RETURN TO CLASSICAL MINERALOGY AND PETROLOGY"

(W.S.Pitcher, Granit-Symposium, Gießen, 1986)

für Adelheid
für meine Eltern

DANKSAGUNG

Herrn Prof. Dr. K.Weber-Diefenbach möchte ich für die Vergabe und Betreuung dieser Dissertation, zahlreiche Diskussionen sowie für sein Entgegenkommen bei der Benutzung der Institutseinrichtungen danken.

Herr Dr. habil. B.Lammerer und Frau Dr. C.Wiedemann (Universidade Federal do Rio de Janeiro) gaben die Geländeeinführung. Sie waren bei auftretenden Fragen immer hilfsbereit und standen jederzeit für Diskussionen zur Verfügung.

Herr Prof. Dr. E.Wernick (Universidade Nacional do Estado do Sao Paulo, Rio Claro) steuerte zahlreiche wertvolle Diskussionsbeiträge bei.

Meine Kollegen H.A.Horn und P.Bayer waren kritische Diskussionspartner. Die gemeinsam in Brasilien verbrachte Zeit bleibt in guter Erinnerung.

S.Weiß, W.Topitsch, P.Schlaegel und C.v.Seidlein leisteten wichtige Beiträge durch regen Gedankenaustausch und kritische Rezensionen.

Ihnen allen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Meiner Frau Adelheid möchte ich besonders danken. Sie half meinen Kollegen und mir bereits bei der Probenaufbereitung in Brasilien, erledigte nahezu sämtliche Schreibarbeiten dieser Arbeit und las Korrekturen. Indem sie eigene Belange hintanstellte und mir immer wieder Unterstützung lieferte, hat sie Anteil am Gelingen dieser Arbeit.

Der Deutsche Akademische Austauschdienst ermöglichte durch ein Stipendium den Forschungsaufenthalt in Brasilien. Die Arbeit wurde zeitweise durch das Stipendium zur Förderung des wissenschaftlichen und künstlerischen Nachwuchses sowie durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt. Herr Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach stellte einen von der Stiftung Volkswagenwerk finanzierten Flug mit Forschungsaufenthalt zur Verfügung und ermöglichte damit die Teilnahme am 'International Symposium on Granites and Associated Mineralizations' (ISGAM) in Salvador, Brasilien, 1987.

KURZFASSUNG

Der Ribeira Mobile Belt im südlichen Espírito Santo (Brasilien) beinhaltet archaische bis oberproterozoische Einheiten mittlerer oder tieferer Krustenstockwerke, die heute in Form hochdeformierter polymetamorpher Gneise und Migmatite vorliegen.

Orthopyroxen- und Granat-Gneise/Migmatite zeigen reliktsche granulitfazielle Mineralparagenesen, deren Entstehung dem Transamazónico-Ereignis (ca. 2000 Ma) zugeordnet wird. Jüngere, retrograde Paragenesen dieser Gesteine, entsprechend der Hornblende-Klinopyroxen-Granat-Subfazies der Granulitfazies, bzw. die amphibolitfaziellen Paragenesen von (Biotit-)Amphibol-Gneisen/Migmatiten und Kalksilikaten werden dem Brasiliano-Ereignis (680-450 Ma) zugerechnet. Aus den Bildungsbedingungen vergleichbarer Paragenesen lassen sich Drucke von 6-8kb bei Temperaturen von 750-830°C (Relikt-Paragenesen) bzw. 620-740°C bei Drucken von 5.5-7kb (Kalksilikat-Paragenesen) abschätzen. Amphibolit- und granulitfazielle Serien sind eng verzahnt mit graduellen Übergängen.

Mit der hochgradigen Brasiliano-Metamorphose einhergehend wurden die Serien durchgreifend migmatisiert. Im weiteren Verlauf des Brasiliano-Ereignisses intrudierten zunächst große Volumina anatektischer Magmen mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung, wie z.B. der Estrela-Granitoid.

Darauf folgte die diapirische Intrusion basischer Magmen (z.B. Jacutinga- und Itaoca-Komplex: Gabbonorite und Gabbros mit Kumulustexturen) sowie basisch/intermediärer bis saurer Magmen (z.B. Santa Angélica- und Venda Nova-Pluton) unter Bildung komplex gebauter, konkordanter Plutone.

Den Ausklang der magmatischen Aktivität des Brasiliano-Ereignisses markieren diskordante Granitstöcke sowie Pegmatite.

Kennzeichen der komplex gebauten Plutone ist ein inverser Zonarbau; im Zentrum dominieren basische, am Rand saure Gesteine. Magmenmischung ist ein weit verbreitetes Phänomen innerhalb dieser Intrusivkörper und ist durch Vermengungsstrukturen (Schlieren und Schollen) von basischen und sauren Gesteinen dokumentiert.

Im Santa Angélica-Pluton mischten sich H₂O-untersättigte, kristallreiche Gabbrodiorit- und Granitmagmen ("crystal mushes"). Thermische Konvektion ist die treibende Kraft für ihre mechanische Vermengung. Ergebnis der Magmenmischung ist ein weites Spektrum feinkörniger, porphyrischer Hybridgesteine dioritischer bis granodioritisch/granitischer Zusammensetzung. Die Kristallanteile der intrudierenden Magmen lagen bei 50-65 Vol% für Granit-, 50 Vol% und mehr für Gabbrodiorit- und 40-60 Vol% für das Hybridmagma (basierend auf Modalanteilen von Einsprenglingen).

Zwischen den kontrastierenden Magmen herrschten im Verlauf der Intrusion keine großen Temperaturgradienten, eine grundlegende Voraussetzung für eine effektive Magmenmischung. Abschreckungsstrukturen ("chilled margins"), die sich am Kontakt von heißem Magma zu kühlerem saurem Magma bilden müßten, fehlen. Feinkörnige Texturen der Hybridgesteine sowie typische Mineralausbildungen entstanden zwar durch plötzliche auftretende, insgesamt jedoch geringfügige Unterkühlungsraten im konvektierenden Magma.

Rasche Konsolidierung der bereits im Bereich der Solidustemperaturen befindlichen "crystal mushes" brachte den Vermengungsprozeß zum Erliegen, noch ehe eine völlige Homogenisierung erreicht war: Die Magmenmischung ist in "eingefrorenem" Zustand konserviert. Deshalb sind dabei abgelaufene physiko-chemische Vorgänge an den Schlieren- und Schollenstrukturen sowie an Einsprenglingen nachzuvollziehen. Strukturen, Gefüge und Mineraldeformationen gehen auf unterschiedliches Fließverhalten (viskos, plastisch, spröde) der "crystal mushes" im Lauf der mechanischen Vermengung zurück.

Der Aggregatzustand als "crystal mush" bedingte im Hybridmagma lokal variierende, bis in mikroskopische Dimensionen verfolgbare physiko-chemische Bedingungen. Dies zeigt sich an der heterogenen Zusammensetzung der Hybridgesteine, an Disequilibrium-Strukturen und dem variablen Anteil der Einsprenglinge, die aus dem Gabbrodiorit- bzw. Granitmagma übernommen wurden. Ungleichgewichte zwischen Einsprenglingen und Hybridschmelze verursachten an Kalifeldspäten und Quarzen, die aus dem Granitmagma stammten, Resorption und Ummantelungsstrukturen. Pyroxene aus dem Gabbrodioritmagma wurden sukzessive durch Hornblende verdrängt (Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen) und basische Plagioklase entwickelten eine komplexe Zonierung ("patchy zoning", inverser Zonarbau).

Solche komplex zonierte Plagioklase, wie sie häufig in granitoiden Plutonen auftreten, stellen also nicht unbedingt kristallines "Restit-Material" dar, sondern sind oft magmatisch gebildet. Sie können Hinweise auf Magmenmischung geben, deren Auswirkungen, beispielsweise durch spätere fraktionierte Kristallisation in situ, heute in den Plutonen weitgehend verschleiert sind.

Hornblende ist in der Regel das dominierende mafische Mineral der Hybridgesteine, fehlt aber als primärmagmatische Phase im Gabbrodiorit und im Granit. Die Hornblendebildung war abhängig vom jeweiligen lokalen Mischungsverhältnis des basischen und sauren Magmenanteils und ist als Resultat der Hybridisierung anzusehen.

In ihrer Heterogenität repräsentieren die Hybridgesteine die verschiedensten Homogenisierungs- und Hybridisierungsstadien jeweils unterschiedlicher Magmenanteile im Verlauf der Mischung. Gabbrodiorit und Granit stellen die beiden, noch relativ uneinflußten Endglieder dar. Schlieren- und Schollenstrukturen im Santa Angélica-Pluton lassen Herkunft und Entstehungsprozeß der sog. "microgranular enclaves" in Granitoidplutonen erkennen.

Die Magmenentwicklung ist vorrangig gesteuert durch Mischung; bei der Konsolidierung der "crystal mushes" spielte fraktionierte Kristallisation in situ allenfalls eine untergeordnete Rolle. Die kalkalkalische Zusammensetzung der Santa Angélica-Plutonite resultiert somit aus der Mischung eines basischen Mantelfraktionats (tholeiitische Affinität?) mit einem krustenanatektischen Granitmagma. Die typischen Trends im AFM- und in Variationsdiagrammen repräsentieren demnach keinen Differentiationstrend, sondern eine "Mischungs-Linie" zwischen basischem und saurem Magma.

Ein Modell stellt die komplexen Vorgänge der Magmenmischung, den diapirischen Aufstiegs- und Intrusionsmechanismus sowie die Genese invers zonierter Plutone im südlichen Espíritu Santo dar.

ABSTRACT

The Ribeira Mobile Belt in southern Espírito Santo (Brazil) consists of strongly deformed high grade gneisses and migmatites interspersed with numerous granitoid intrusions.

Relic granulite facies mineral assemblages of orthopyroxene and garnet gneisses are suggested to have been developed during the Transamazônico-Event (about 2000 ma). Retrograde assemblages corresponding to the hornblende-clinopyroxene-garnet-subfacies of the granulite facies, as well as amphibolite facies assemblages of (biotite) amphibole gneisses and calcsilicate rocks are a result of the Brasiliano-Event (680-450 ma). From comparable mineral assemblages P/T conditions are estimated to 6-8kb at 750-830°C (relic assemblages) and 620-740°C at 5.5-7kb (calcsilicates) respectively. Amphibolite and granulite facies series occur side by side and grade into each other.

High-grade Brasiliano metamorphism was accompanied by a strong migmatization and the intrusion of granodioritic to tonalitic anatectic magmas as represented by the Estrela-Granitoid. This is a large body elongated corresponding to the regional structural trend showing both intrusive as well as gradational contacts. It was followed by diapiric intrusion of gabbro-noritic to gabbroic and basic/intermediate to granitic magmas forming elliptically shaped concordant plutons. Basic intrusions like the Jacutinga and Itaoca complexes exhibit well developed cumulate textures. Santa Angélica and Venda Nova plutons for example are complex concentrically zoned intrusions comprising gabbroic to granitic rocks. These granitoid intrusions form several groups (each group including up to five individual plutons) which are aligned correspondingly to the regional structural trend thus suggesting structurally controlled intrusion of these plutons. Discordant granitic stocks and pegmatites mark the end of magmatic activity during the Brasiliano-Event.

Complex concentrically zoned plutons in southern Espírito Santo are reversely zoned, i.e. basic rocks predominate in the centre, acidic rocks at the margin. Magma mixing as documented in the field by commingling structures like schlieren and schollen is a widespread phenomenon within these plutons.

Within the Santa Angélica pluton commingling, mixing, and hybridisation of water-undersaturated gabbrodioritic and granitic crystal mushes resulted in generation of a wide variety of hybrid magma, now fine grained porphyritic rocks of dioritic to granodioritic/granitic compositions. Estimations of their phenocryst and xenocryst contents, respectively, at the time of intrusion, based on modal analyses, are 50-65 Vol% for granite, up to more than 50 Vol% for gabbrodiorite, and 40-60 Vol% for hybrid magmas.

Thermal convection is thought to be the driving mechanism for mechanical mixing. Rapid consolidation however, prevented complete homogenization of the contrasting magmas, preserving a state of frozen-in magma mixing. Structures, fabric, compositional heterogeneity, and xenocryst populations enable to observe physical and chemical processes operating during magma mixing:

Fabric and mineral deformations reveal different rheological properties, i.e. viscous, plastic, and brittle behavior of the crystal mushes during mechanical mixing processes.

Since chilling structures are absent, there was obviously no major gradient in temperature between basic and acidic magmas at the time of intrusion and during mechanical mixing. Typical fabric and mineral textures are a result of minor local undercooling suddenly arising due to thermal convection.

Locally varying physical and chemical conditions within the hybrid magma are a natural consequence of those conditions and of the physical state as a crystal mush: This is expressed by variable xenocryst contents and differing compositions within hybrid rocks observable even on a microscopic scale. Disequilibrium between xenocrysts and hybrid melt results in corrosion and mantling of alkali feldspar and quartz originating from granitic magma. Pyroxene from gabbrodioritic magma is rimmed and successively replaced by hornblende; calcic plagioclase exhibits partial resorption. Further growth within hybrid magma resulted in reverse as well as patchy zoning.

Complexly zoned plagioclases, so often observed in granitoid plutons, do not necessarily represent a crystalline residuum from the source rocks. Complex zoning as well as different inclusion types proof a magmatic origin for these plagioclases. They even may document early magma mixing which was masked later on by in situ fractional crystallization.

Hornblende is a principal mafic constituent of most hybrid rocks in the Santa Angélica pluton. Gabbrodiorite and granite are lacking hornblende as a primary magmatic phase. Its formation is controlled by local mixing ratios of basic and acidic magmas. Hornblende is a product of hybridization due to magma mixing, it is not a product of fractional crystallization of gabbroic magma.

Hybrid rocks are a result from variable mixtures of gabbroic and granitic magmas. Their heterogeneity corresponds to different homogenization and hybridization stages respectively. Gabbrodiorite and granite both represent endmembers of and are only slightly influenced by magma mixing. Schlieren and schollen structures in the Santa Angélica pluton document the origin and formation of "microgranular enclaves" within granitoid plutons.

Magma mixing was the principal mechanism in the evolution of the Santa Angélica rocks; in situ fractional crystallization was only of minor importance. Calc-alkaline rocks of the Santa Angélica pluton are a mixture of a mantle-derived basic component (tholeiitic affinity?) and a crustal-derived granitic magma. Typical trendlines in AFM- and variation diagrams therefore represent a "mixing line" between these components.

A model illustrates the complex magma mixing processes, diapiric ascent and intrusion mechanisms as well as the origin and generation of reversely zoned calc-alkaline plutons in southern Espírito Santo.



1.	Einführung.....	8
2.	Geologische Einführung.....	10
2.1.	Der geologische Bau Südamerikas.....	10
2.2.	Das Präkambrium Brasiliens.....	12
2.3.	Der Ribeira Mobile Belt im südlichen Espírito Santo...	13
3.	Gesteinsabfolge des Arbeitsgebietes.....	19
3.1.	Metamorphe Serien.....	20
3.1.1.	Orthopyroxen- und Granatgneise.....	20
3.1.2.	Amphibol-, Amphibol-Biotit-Gneise, Amphibolite.....	29
3.1.3.	Suprakrustalgesteine.....	30
3.2.	Intrusiva des Brasiliano-Ereignisses.....	35
3.2.1.	Estrela-Granitoid.....	35
3.2.2.	Basische Intrusionen.....	39
3.2.3.	Komplex gebaute, konzentrische Plutone.....	40
3.2.4.	Granitstöcke, Granitgänge, Pegmatite.....	42
3.3.	Metamorphose und "Brasiliano"-Magmatismus im Arbeitsgebiet.....	43
4.	Der Santa Angélica-Pluton: Geologischer Bau, Gesteinseinheiten und ihre Verbandsverhältnisse.....	46
4.1.	Gabbrodiorit.....	49
4.2.	Granite.....	50
4.3.	Mischgesteinszonen mit Hybridgesteinen.....	52
4.3.1.	Agmatite.....	54
4.3.2.	Hybridgesteinsschollen in Granit.....	55
4.3.3.	Granit-Schlieren und -Bänder in Hybridgestein.....	58
4.3.4.	Hybridgesteine.....	62
4.4.	Ganggesteine.....	64
4.5.	Koexistenz basischer und saurer Gesteine im Santa Angélica-Pluton: Parallelen und Folgerungen.....	67
5.	Der Santa Angélica-Pluton: Petrographie der Intrusivgesteine.....	74
5.1.	Gabbrodiorit.....	77
5.1.1.	Plagioklas.....	79
5.1.2.	Kalifeldspat.....	85
5.1.3.	Quarz.....	85
5.1.4.	Pyroxene und Amphibol.....	85
5.1.5.	Biotit.....	88
5.1.6.	Erzphasen, Apatit, Akzessorien.....	90
5.2.	Kristallisationsfolge des Gabbrodiorits.....	90

5.3.	Granite.....	93
5.3.1.	Plagioklas	93
5.3.2.	Kalifeldspat.....	94
5.3.3.	Quarz.....	96
5.3.4.	Biotit.....	96
5.3.5.	Erzphasen, Titanit, Akzessorien.....	96
5.4.	Kristallisationsfolge der Granite.....	97
5.5.	Hybridgesteine.....	99
5.5.1.	Textur, Modalzusammensetzung.....	99
5.5.2.	Plagioklas.....	102
5.5.3.	Kalifeldspat.....	109
5.5.4.	Quarz.....	115
5.5.5.	Pyroxen und Hornblende.....	117
5.5.6.	Biotit.....	122
5.5.7.	Erzphasen und Titanit.....	123
5.5.8.	Akzessorien und Einschlüsse.....	124
5.6.	Geochemie.....	127
5.6.1.	Variationsdiagramme.....	127
5.6.2.	AFM-Diagramm und Magmenentwicklung.....	130
5.6.3.	Klassifizierung der Granitoidserien.....	132
6.	Magmenmischung im Santa Angélica-Pluton.....	134
6.1.	Hybridisierung als Ergebnis von Magmenmischung.....	134
6.2.	Mechanische Vermengung und Hybridisierung.....	137
6.3.	Mechanische Vermengung und Hybridisierung von 'crystal mushes' im Santa Angélica-Pluton.....	141
7.	Magmatischer Diapirismus - Intrusionsmechanismus des Santa Angélica-Plutons.....	145
7.1.	Voraussetzungen für Magmenaufstieg in der Kruste.....	145
7.1.1.	Auftriebsprinzip und Raumproblem.....	145
7.1.2.	Intrusionsstil und Aufstiegsmechanismus von Plutonen.....	147
7.2.	Kriterien für ein Diapirmodell des Santa Angélica- Plutons.....	152
7.2.1.	Intrusionsniveau und Intrusionsstil.....	152
7.2.2.	Randsyncline und duktile Grenzzone im Kontaktbereich.....	154
7.2.3.	Aufstiegs- und Platznahmestrukturen - Ein Vergleich.....	154
7.2.4.	Stoping und zone melting.....	157
7.3.	Der Santa Angélica-Pluton - ein Diapir.....	158
8.	Zusammenfassung.....	160
8.1.	Metamorphose und Brasiliano-Magmatismus im Arbeitsgebiet.....	160
8.2.	Magmenmischung im Santa Angélica-Pluton.....	163
8.3.	Ein Modell zur Genese der invers zonierten Plutone im südlichen Espírito Santo.....	168

Literaturverzeichnis.....	173
---------------------------	-----

Anhang

Verzeichnis der Abkürzungen.....	A1
Erläuterungen zu den Modalanalysen.....	A2
Modalanalysen.....	A3
Mikrosondenanalysen.....	A10
Liste der Geochemieproben.....	A33
Probenkarte.....	A34

1. EINFÜHRUNG

Projektrahmen und Themenstellung

Das Interesse der geologischen Forschung in Brasilien lag bis vor nicht allzu langer Zeit vorwiegend auf den klassischen Bergbaugebiete im Eisernen Viereck (Bundesstaat Minas Gerais) und ihrer Umgebung. Erst in neuerer Zeit und nicht zuletzt aus wirtschaftlichen Gründen befaßte man sich auch mit anderen Gebieten. Allerdings existieren bisher meist nur großmaßstäbliche Kartenwerke, weite Gebiete sind geologisch praktisch noch unerforscht.

In Zusammenarbeit mit einer Arbeitsgruppe der Universität Rio de Janeiro (UFRJ), die bereits einige Granitoidplutone in Espírito Santo und Rio de Janeiro bearbeitet, wird am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München ein Forschungsprogramm durchgeführt, das über folgende Fragestellungen Aufschluß geben soll:

- Geologischer Bau, Petrographie, Geochemie und Genese oberproterozoischer granitoider Plutone im Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo (vgl. Abb. 2.3.).

- Deformationsgeschichte (Deformationsstrukturen und -phasen) und Petrographie der Nebengesteine (Gesteinsbestand, Stratigraphie, Metamorphosegrad).

Arbeitsschwerpunkt der Münchener Gruppe waren zunächst die Granitoidplutone mit ihren Nebengesteinen, insbesondere der Santa Angélica-Pluton, daneben auch die Plutone von Castelo und Venda Nova. Die brasilianischen Partner bearbeiteten den Intrusivkomplex Jacutinga/Torre.

Ziel war die Klärung des geologischen Baus, der Kristallisationsgeschichte und der Genese dieser komplex gebauten, kalk-alkalischen Intrusivkörper. Im Rahmen von drei Dissertationen sind die Bearbeiter Heinrich A. Horn, Peter Bayer und der Autor der vorliegenden Arbeit.

Dieses Programm wurde noch mehrmals erweitert: Eine ca. 80km lange Ost/West- Traverse von Alegre zur Serra do Caparaó (Abb. 2.3.) sollte in mehreren Profilen geologisch aufgenommen und beprobt werden. Damit sollte der Zentralbereich der metamorphen Serien des Ribeira Mobile Belt erfaßt werden, mit dem Ziel, Aussagen über Deformationsgeschichte, Deformationsstrukturen, Gesteinsbestand und Metamorphosegrad machen zu können. Die Aufnahme der Profile und deren Beprobung wurden von Peter Bayer und dem Autor der vorliegenden Arbeit durchgeführt.

Mittlerweile wurde diese Traverse nach Osten bis zur Küste erweitert. Die fünf Abschnitte der Traverse Küste - Serra do Caparaó sind Gegenstand weiterer Dissertationen am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie in München. Dieses Forschungsprogramm ist zusammen mit Forschungsprojekten der Universität Freiburg und der Technischen Universität Clausthal eingebunden in eine Geotrasverse, die den gesamten Ribeira Mobile Belt quert und bis ins Eiserne Viereck reicht (HOPPE et al., 1986).

Die Dissertation von BAYER (1987) behandelt die strukturgeologischen Aspekte des Fragenkomplexes, die Deformationsgeschichte und -strukturen der metamorphen Serien sowie die Strukturen des Santa Angélica-Plutons. Die Dissertation von HORN (1987) umfaßt die geochemische Bearbeitung der Plutonite von Santa Angélica, Venda Nova und Castelo.

Die vorliegende Dissertation befaßt sich mit geologisch-petrographischen Aspekten: Geologischer Bau, komplexe Internstrukturen und Intrusionsstil des Santa Angélica-Plutons, Petrographie, Mineralanalysen und Kristallisationsgeschichte der Intrusivgesteine. Anhand eines Intrusionsmodells werden die Entstehung der komplexen Internstrukturen sowie die Genese invers gebauter Plutone im südlichen Espírito Santo diskutiert.

Angesichts der komplexen Thematik konnte die petrographische Bearbeitung der Nebengesteinstraverse nur im Rahmen einer "reconnaissance" erfolgen: In Kapitel 3 "Gesteinsabfolge des Arbeitsgebiets" finden sich eine Gliederung der Nebengesteinsserien nach petrographischen Gesichtspunkten, die mikroskopische Auswertung und Interpretation fazieskritischer Mineralparagenesen sowie eine Altersgliederung der Intrusiva des Brasiliano-Ereignisses.

Frühere Bearbeiter

Die Dissertationen HORN (1987), BAYER (1987) und die vorliegende Dissertation stellen zusammen mit den Arbeiten der brasilianischen Partner (WIEDEMANN & LUDKA, 1984; WIEDEMANN et al., 1986) die ersten detaillierten Studien über die komplex gebauten Plutone im südlichen Espírito Santo dar. BESANG et al. (1977) führten im Rahmen eines Datierungsprojektes in Minas Gerais u.a. auch radiometrische Altersbestimmungen am Santa Angélica-Pluton durch (vgl. Kap. 3.2.).

Ansonsten liegen von früheren Bearbeitern nur großmaßstäbliche Kartenwerke vor (1:5000000, SCHOBENHAUS et al., 1984; 1:1000000, FONSECA et al., 1979; PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Projeto Espírito Santo (SILVA & FERARI, 1976) stellt eine Übersichtskartierung dar (sechs Kartenblätter 1:250000) und enthält nur allgemeine Erläuterungen und kurze Gesteinsbeschreibungen verschiedener Plutone.

Projeto Mimoso do Sul (FONTES et al., 1981), die bisher einzige Arbeit mit etwas detaillierteren Karten (vier Kartenblätter, 1:50000) und Gesteinsbeschreibungen betrifft ein Areal südlich des Arbeitsgebietes (Abb. 2.3.).

Schließlich existiert eine aeromagnetische Karte (1:500000, BOIE, 1973; Erläuterungen bisher nicht erhältlich), aufgrund derer viele der komplexen Plutone erst entdeckt wurden. Aber bedingt durch den großen Kartenmaßstab erscheinen viele der kleineren Intrusivkörper nicht auf dieser Karte. Insbesondere die basischen Intrusionen, die auch im Gelände nicht durch markante Morphologien auffallen, bilden sich auf der Aeromagnetikkarte überhaupt nicht ab.

2. GEOLOGISCHE EINFÜHRUNG

Der südamerikanische Kontinent zeigt zwei typische, gegensätzliche Strukturelemente. Entlang der pazifischen Küste zieht sich, als "Rückgrat" des Kontinents, die Andenkette. Östlich davon erstreckt sich bis zum Atlantik der außerandine Raum, bestehend aus alten Grundgebirgskernen und jüngeren Sedimentationsbecken.

2.1. DER GEOLOGISCHE BAU SÜDAMERIKAS

Der außerandine Raum läßt sich nach geologischen Gesichtspunkten in zwei Großeinheiten, die Patagonische Plattform (Abb. 2.1.) und die Südamerikanische Plattform (ALMEIDA et al., 1977), gliedern.

Die Anden, dem zirkumpazifischen Gebirgsgürtel zugehörig, enthalten proterozoisches Basement, im wesentlichen jedoch phanerozoische Abfolgen. Ihre komplexe Internstruktur und ihre heutige Gestalt als Hochgebirge erhielten die Anden in der Folge mesozoischer und känozoischer Orogenesen. Die Patagonische Plattform nimmt den Raum südlich des 35. Breitengrades ein. Eine Reihe von Becken ist mit mächtigen mesozoischen bis känozoischen Sedimentabfolgen gefüllt, welche Flutbasalte bzw. paläozoisches oder präkambrisches Basement überlagern. Die Südamerikanische Plattform bildet die größte Einheit. Ihr gehören drei große archaische Kerne Guayana-, Guaporé- und Sao Francisco-Kraton im Norden an sowie der kleinere Rio de la Plata-Kraton im Süden. Ihr Alter reicht weit bis ins Archaikum zurück (ZEIL, 1986).

Im Unteren Proterozoikum wurden die alten Blöcke erneut deformiert und metamorphosiert, die letzte intensive Deformation und Metamorphose ereignete sich an der Wende Proterozoikum/Paläozoikum.

Aus Häufungen radiometrischer Altersdatierungen ergeben sich drei große thermo-dynamische Ereignisse, Jequié/Aroense, Transamazónico und Brasiliano, die die gesamte Südamerikanische Plattform tiefgreifend beeinflusst haben; Guriense Paraguanense, Rondoniense und Espinhaço, die nur lokal nachweisbar sind (vgl. Abb. 2.2.).

Guriense	3400 - 3000 Ma
Jequié/Aroense	2700 - 2600 Ma
Transamazónico	ca. 2000 Ma
Paraguanense	1600 - 1500 Ma
Rondoniense	1300 - 1000 Ma
Espinhaço	1300 - 1000 Ma
Brasiliano	680 - 450 Ma

Ihre endgültige Konsolidierung erfuhr die Südamerikanische Plattform während des Brasiliano-Ereignisses. Im Paläozoikum entwickelten sich weiträumige Epikontinental-Becken, die sich mit mehreren tausend Meter mächtigen Sedimenten füllten. Die größten Becken sind das Amazonas-, das Maranhão- und das Paraná-Becken. Die Sedimentfüllungen erlebten keine internen Deformationen mehr. Die letzte Reaktivierung der Südamerikanischen Plattform ereignete sich an der Wende Mesozoikum/Känozoikum im Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantik (sog. Sul-Atlantiano).



Abb. 2.1.: Geologischer Bau Südamerikas

Der südamerikanische Kontinent läßt sich in folgende drei große Bauelemente gliedern: Anden-Orogen, Patagonische Plattform und Südamerikanische Plattform. 1 - Anden mit präkambrischem Basement; 2 - Patagonische Plattform, ungegliedert; 3 - phanerozoische Bedeckung, 4 - proterozoische Faltengürtel, 5 - archaische Kerne der Südamerikanischen Plattform. A - Guayana-, B - Guaporé-, C - Sao Francisco-, D - Rio de la Plata- Kraton. I - Amazonas-, II Maranhao-, III - Paraná-Becken. (Nach SCHOBENHAUS et al., 1984 und ZEIL 1985; modifiziert).

2.2. DAS PRÄKAMBRIUM BRASILIENS

Die Daten dieses Teils sind zusammengestellt aus SCHOBENHAUS et al. (1984), ALMEIDA & HASUI (1984) und ZEIL (1985).

Das Staatsgebiet von Brasilien nimmt den größten Teil der Südamerikanischen Plattform ein. Teile des Guayana- und des Guaporé-Kratons, die in der brasilianischen Literatur (vgl. SCHOBENHAUS et al., 1984) als Amazonas-Kraton bezeichnet werden, der Sao Francisco-Kraton sowie einige kleinere alte Kerne (Abb. 2.2.) prägen das Archaikum Brasiliens.

Das wichtigste thermo-dynamische Ereignis nach der Konsolidierung der archaischen Kratone ist das Transamazónico (ca. 2000 Ma). Alle Kratone wurden von diesem Ereignis erfaßt und erneut durchgreifend deformiert und metamorphosiert. Bis zum Brasiliano-Ereignis (680 - 450 Ma) wurden an die alten Kerne jüngere Falten-gürtel angegliedert (Abb. 2.2.).

Die Falten-gürtel beinhalten vorwiegend klastische und carbonatische Schelfsedimente zusammen mit basisch/intermediären bis sauren Vulkaniten. Neben diesen oberproterozoischen Abfolgen finden sich aber auch wesentlich ältere Gesteine, deren Geschichte bis ins Archaikum zurückreicht. Die Falten-gürtel umgeben und verbinden die alten Kerne, sind aber heute in weiten Bereichen von phanerozoischen Sedimenten überdeckt (Abb. 2.1. und 2.2.). Eine Ausnahme bildet die Umrahmung des Sao Francisco-Kratons, wo die mittel- bis jungpräkambrischen Falten-gürtel weitgehend ohne jüngere Bedeckung zutage treten.

Im Nordosten, Norden und Nordwesten sind dies der Sergipana, Nordeste und der Rio Preto Belt. Im Westen liegt der Brasília-Belt, der sich im Süden mit dem östlich (an den Sao Francisco-Kraton) angrenzenden Ribeira Belt vereinigt. Letzterer erstreckt sich küstenparallel über mehr als 2000km Länge vom Süden des brasilianischen Bundesstaates Bahia bis nach Uruguay.

Das Brasiliano-Ereignis brachte die letzte tiefgreifende Überprägung des brasilianischen Präkambriums. Radiometrische Altersdatierungen ergeben ein Maximum für den Zeitraum von 680 - 450 Ma, der als Brasiliano-Ereignis (ALMEIDA & HASUI, 1984) bezeichnet wird. In diesem Zeitraum wurden die Abfolgen der Falten-gürtel mehrphasig deformiert. Falten weisen in der Regel Kratonvergenz auf, Überschiebungen sind ebenfalls kratonwärts gerichtet. Große Scherzonensysteme zeigen meist dextralen Horizontalversatz (vgl. auch BAYER, 1987).

Die Brasiliano-Metamorphose übersteigt im allgemeinen nicht die Bedingungen der oberen Grünschieferfazies. Im zentralen Ribeira Belt, zu dem auch das Arbeitsgebiet gehört, wurde jedoch die obere Amphibolitfazies erreicht. Dies führte zu Anatexis und weitverbreiteter Migmatisierung. Migmatisierung sowie Intrusion syntektonischer Granite erfolgten zwischen 700 und 600 Ma, posttektonische Plutone intrudierten zwischen 600 und 450 Ma.



Abb. 2.2.: Das Präkambrium Brasiliens mit den wichtigsten Deformations- und Metamorphoseereignissen. A - Amazonas-, B - Sao Luis-, C - Sao Francisco-, D - Luis Alves-, E - Rio de la Plata-Kraton. Proterozoische Faltengürtel: 1 - Nordeste; 2 - Sergipana; 3 - Ribeira; 4 - Brasilia; 5 - Paraguai/Araguaia; 6 - Rio Preto; 7 - Rio Preto; 8 - Gurupí; 9/10 - Medianmassive: Guaxupé/Goiás (Nach SCHOBENHAUS et al., 1984 und ZEIL, 1985; modifiziert).

2.3. DER RIBEIRA BELT IM SÜDLICHEN ESPÍRITO SANTO

Der Ribeira Belt bildet die östliche Begrenzung des Sao Francisco-Kratons und vereinigt sich nordwestlich von Rio de Janeiro mit dem Brasilia Belt. Er beinhaltet nicht nur Serien des Oberproterozoikums, sondern auch Gesteine, deren Alter bis ins Archaikum zurückreicht.

Die Verbandsverhältnisse der Abfolgen dieses komplex gebauten, mehrphasig deformierten Orogens sind noch weitgehend ungeklärt. Granulitfaziale Gesteine wechseln mit amphibolitfazialen Gneisen und Migmatiten. Innerhalb dieser Serien finden sich eingelagerte Suprakrustalgesteine, Quarzite, Marmore und Kalksilikatgesteine. Das gesamte Gneis/Migmatitgebiet ist durchsetzt von zahlreichen syn- bzw. posttektonischen Intrusiva.

Die bisher erschienen Kartenwerke (FONSECA et al., 1979; RADAM-BRASIL, 1983; HASUI & OLIVEIRA, 1984; SCHOBENHAUS et al., 1984) beruhen auf Satellitenbild- und Luftbildinterpretationen sowie auf großräumigen Übersichtskartierungen und Geländeaufnahmen (SILVA & FERRARI, 1976). Erst in jüngster Zeit wurde das Gebiet zum Gegenstand detaillierter geologischer Untersuchungen (FONTES et al., 1981).

So sind trotz einer stetig zunehmenden Anzahl radiometrischer Altersdatierungen die zeitliche Einstufung der Gesteinsabfolgen wie auch ihre Abgrenzung gegeneinander z.T. noch völlig unklar. Diese Unsicherheiten führten dazu, daß in der brasilianischen Literatur eine Fülle unterschiedlicher Namensgebungen für zahlreiche Einheiten erscheint, deren zeitliche Einstufung und genetische Beziehung zueinander noch völlig im Dunkeln liegen.

Diese Problematik zeigt BAYER (1987, Abb. 2.5.) in einer gelungenen Darstellung auf. Vor dem Hintergrund eigener Geländeerfahrungen aus dem Ribeira Belt im südlichen Espírito Santo scheinen die im PROJETO RADAMBRASIL (1983) vorgestellte Geologische Karte und Stratigraphie die komplexen Verbandsverhältnisse noch am besten darzustellen. Daher wurden in der Geologischen Übersichtskarte des südlichen Espírito Santo (Abb. 2.3.) die stratigraphischen Begriffe aus PROJETO RADAMBRASIL (1983) übernommen, obwohl die zeitliche Einstufung der einzelnen Formationen noch unsicher ist (vgl. PROJETO RADAMBRASIL, Geol. Karte).

Complexo Juiz de Fora:

Östlich an die Einheiten des Sao Francisco-Kratons angrenzend beginnt die Abfolge im Ribeira Belt mit dem archaischen Complexo Juiz de Fora. Er beinhaltet granulitfazielle Gesteine, wie Charnokite und Enderbite, seltener auch Granulite s.s.. Granulitfazielle Gesteine bilden größere zusammenhängende Einheiten oder Schollen, Boudins sowie Paläosome in den großen Migmatitarenalen des Complexo Juiz de Fora. Häufig finden sich gabbroide bis dioritische Einschaltungen sowie Amphibolite, daneben auch Metasedimenteinschaltungen, wie Quarzite und Kalksilikatgesteine.

Complexo Paraíba do Sul:

Östlich des Complexo Juiz de Fora schließt sich bis zur Küste der Complexo Paraíba do Sul an, der ebenfalls ins Archaikum eingestuft wird. Augengneise, kinzigitische Gneise sowie Bändergneise und Migmatite mit Metasedimenteinschaltungen (Quarzite, Kalksilikatfelse) machen den Hauptanteil dieser Einheit aus. Entlang der Küste, ausgehend von der Stadt Guaparí nach Süden, liegt eine Reihe von Charnokitkörpern. Im Gegensatz zu den Charnokiten und Enderbiten des Complexo Juiz de Fora mit ihrer extrem straffen Paralleltexur zeigen die Charnokitkörper des Complexo Paraíba do Sul eher magmatische Textur und Habitus ("igneous looking"). Möglicherweise sind die Intrusivkörper der "Suite Intrusiva Aimorés" ebenfalls zu dieser Untereinheit zu rechnen (vgl. auch FONSECA et al.; 1979, Geol. Karte).

Typisch für den Complexo Paraíba do Sul im südlichen Espírito Santo sind große homogene Gneiskomplexe granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Brasilianische Autoren (FONSECA et al., 1979) vermuten für diese Massive, zu denen auch der mehr als

500km² große Estrela-Granitoid im Arbeitsgebiet gehört, eine Entstehung durch in situ-Anatexis. Die Einheiten des Complexo Juiz de Fora und Complexo Paraiba do Sul bilden den Hauptanteil der metamorphen Serien im Arbeitsgebiet.

Complexo Pocrane und Eugenópolis-Gneis:

Complexo Pocrane und Eugenópolis-Gneis werden ins ausgehende Archaikum bzw. ins Untere Proterozoikum gestellt. Der Complexo Pocrane liegt im Norden der Serra do Caparaó und beinhaltet im wesentlichen Biotit-Hornblendegneise. Der Eugenópolis-Gneis liegt eingebettet in die Serien des Complexo Juiz de Fora westlich der Serra do Caparaó. Es handelt sich um ein Gneis/Migmatitgebiet mit zahlreichen kleineren Granitkörpern.

Grupo Italva:

Der oberproterozoische Grupo Italva ist umgeben von den Serien des Complexo Paraiba do Sul. Er umfaßt überwiegend gebänderte Biotit- und Biotit-Hornblendegneise, seltener auch Biotit-Sillimanit-Granat-Gneise.

Typisches Kennzeichen dieser Einheit sind große Metasedimenteinschaltungen, wie z.B. Marmorlinsen, Quarzitzüge und Kalksilikategesteine. Daneben treten auch Amphibolite und Metabasite auf. Der Grupo Italva hat seine größte Verbreitung im Raum Cachoeiro de Itapemirim - Castelo.

Die Intrusiv-Gesteine im südlichen Espírito Santo können PROJETO RADAMBRASIL (1983) zufolge unterschiedlichen Intrusiv-Suiten zugeordnet werden.

Suite Intrusiva Aimorés:

Die Suite Intrusiva Aimorés beinhaltet granitisch/granodioritische bis tonalitische Gesteine, die Orthopyroxen, z.T. auch Granat führen. Nach PINHEIRO et al. (1987) treten auch gabbroide Gesteine auf. Die Natur der drei Körper, die nordwestlich bzw. südwestlich der Stadt Vitória liegen, ist noch nicht geklärt: FONSECA et al. (1979) zählen sie zur "Associação Charnockítica", also den Charnokit-Komplexen des Complexo Paraiba do Sul des PROJETO RADAMBRASIL.

Aufgrund ihrer magmatischen Textur und der Intrusivkontakte zum Nebengestein bilden sie laut PROJETO RADAMBRASIL (1983) eine eigene magmatische Einheit. Radiometrische Altersdatierungen für diese Komplexe existieren noch nicht. Aufgrund vergleichbarer Lithofazies mit bereits datierten Intrusivkomplexen im nördlichen Anschlußblatt werden Brasiliano-Alter vermutet.

Suite Intrusiva Espírito Santo:

Zur Suite Intrusiva Espírito Santo gehören syn- bis posttektonische Granit/Granodioritplutone. Dazu zählen u.a. die Massive von Lajinha, Aracê und der Iconha-Batholit, bestehend aus den drei Einzelkörpern Alfredo Chaves, Iconha und Rio Novo do Sul. Das Alter dieser Körper beträgt ca. 600 Ma (CORDANI et al. 1975).

Suite Intrusiva Santa Angélica:

Die Plutone der Suite Intrusiva Santa Angélica sind komplex gebaute Körper mit gabbroiden bis dioritischen Gesteinen im

Zentrum und granitischen bis monzonitischen Gesteinen am Rand. Sie werden als syn- bis posttektonische Intrusionen angesehen (PROJETO RADAMBRASIL, 1985). Radiometrische Altersbestimmungen am Santa Angélica-Pluton, durchgeführt von BESANG et al. (1977), ergaben ein Alter von ca. 984 Ma. Allerdings zogen bereits BESANG et al. (op.cit.) die Verlässlichkeit dieses Datums in Zweifel. Die geologischen und petrographischen Untersuchungen wie auch die neuerlichen Datierungen von SÖLLNER et al. (1987) zeigten, daß der früher ermittelte Alterswert keinen Bezug zu einem geologisch relevanten Ereignis haben kann. Neue radiometrische Altersdatierungen von SÖLLNER et al. (1987) an Zirkonen des Santa Angélica-Granites ergeben ein Alter von 513 ± 8 Ma.

GEOLOGISCHE GESCHICHTE DES RIBEIRA MOBILE BELT IM SÜDLICHEN ESPÍRITO SANTO

Die Klärung der komplexen Entwicklungsgeschichte des Ribeira Mobile Belt steht noch in den Anfängen. Eine ganze Reihe radiometrischer Altersdatierungen ermöglicht zwar mittlerweile die zeitliche Einstufung zahlreicher Gesteinskomplexe. Ein entwicklungsgeschichtlicher Gesamtüberblick läßt sich daraus bisher jedoch noch nicht entwickeln.

Bereits die zeitliche Einstufung des granulitfaziellen Metamorphoseereignisses ist unter den brasilianischen Autoren umstritten: HASUI & OLIVEIRA (1984) ordnen es dem Jequié-Ereignis zu, DELHAL et al. (1969), LEONARDOS et al. (1976) und SIGA et al. (1982) dem Transamazônico. Nach ALMEIDA et al. (1976) ist die granulitfazielle Metamorphose sogar dem Brasiliano zuzurechnen. Tatsächlich wurden von SIGA et al. (1982) auch Brasiliano-Alter an einzelnen granulitfaziellen Gesteinen des Complexo Paraíba do Sul ermittelt (vgl. auch Kap. 3).

Die Hauptphase des Brasiliano-Ereignisses, das die Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erreichte und zu Anatexis führte, geben SÖLLNER et al. (1987) mit $590 \pm 2, - 4$ Ma an. U/Pb-Bestimmungen an Zirkonfraktionen von Metatexiten bzw. eines Quarzites ergeben dieses Alter. Das Intrusionsalter des Estrela-Granodiorits, eines anatektischen Massivs im Complexo Paraíba do Sul fügt sich mit $580 \pm 20, - 6$ Ma (U/Pb an Zirkonen, SÖLLNER et al., 1987) gut in dieses Bild. Diese Daten stehen auch im Einklang mit CORDANI et al. (1973) sowie SIGA et al. (1982), die ca. 600 Ma für die Brasiliano-Anatexis annehmen. Allerdings ist mit dieser Datierung die Einstufung des Estrela-Granitoids zum archaischen Complexo Paraíba do Sul, wie sie im PROJETO RADAMBRASIL (1983) vorgenommen ist, hinfällig. Er ist zu den frühen Brasiliano-Intrusionen zu rechnen (Kap. 3.3.).

Eine zweite metamorphe Überprägung erfuhr der Estrela-Granitoid bei $519 \pm 10, - 6$ Ma. Diese liegt etwa zeitgleich mit der Intrusion des Santa Angélica-Plutons (513 ± 8 Ma für den Santa Angélica-Granit; U/Pb-Daten an Zirkonen von SÖLLNER et al., 1987).

Dieses Alter markiert einen weiteren thermischen Höhepunkt des Brasilianoereignisses, der sich in sämtlichen proterozoischen Küstenfaltengürteln auswirkte. Er ist dokumentiert durch die

Intrusion zahlreicher komplex gebauter Diapire, zu denen auch der Santa Angélica-Pluton zählt. Plutone gleichen Alters, vergleichbarer Lithologie und Mineralogie treten auch im nordöstlichen Falteingürtel (Nordeste, vgl. Abb.2.3.) auf: Für den Monte das Gameleiras-Pluton (Grenze Paraíba/Rio Grande do Norte) wurde ein Alter von 512 ± 36 Ma ermittelt (McMURRY et al., 1987).

Die elliptischen Intrusivkomplexe im südlichen Espírito Santo, weisen übereinstimmend nach der brasilianischen Literatur Brasiliano-Alter auf. SIGA et al. (1982) datierten "spättektonische Granite" mit 560 Ma bzw. 460 Ma (Rb/Sr, Gesamtgestein).

Diese letztere Datierung dürfte zusammen mit Pegmatitdatierungen im Raum Eugenópolis - Caparaó, deren Alter CORDANI et al. (1973) mit 476 ± 15 bis 452 ± 15 Ma angeben (Rb/Sr an Muskovit bzw. Mikroklin), Abkühlungsalter und die Schließung der Systeme repräsentieren.

Mit der Deformationsgeschichte des Ribeira Belt im Raum Alegre - Serra do Caparaó (Abb. 2.3.) befaßte sich erstmals BAYER (1987): Vier Faltungsphasen (D2 - D5) unter duktilen Bedingungen spiegeln die komplexe Geschichte des Ribeira Belt allein während des Brasiliano-Ereignisses wider. Steilstehende NNW-SSE streichende duktile Scherzonen wie das Guaçu-Lineament oder das Paraíba-Lineament stellen Bewegungsbahnen mit dextralem Horizontalversatz dar. BAYER (1987; Abb. 9.1.) versucht außerdem eine Korrelation der magmatischen Ereignisse im Brasiliano mit den verschiedenen Faltungsphasen. Zusammen mit der vorliegenden Arbeit wurde erstmals ein Intrusionsmodell für die elliptischen Plutone auf der Grundlage der Deformationsstrukturen im Nebengestein, des geologischen Baues und der petrographischen Gegebenheiten entwickelt (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987; SCHMIDT-THOME & BAYER, in Vorb.).

In Stichworten stellt sich die geologische Geschichte des Ribeira Belt im südlichen Espírito Santo folgendermaßen dar:

Ein Teil der Abfolge (Complexo Juiz de Fora; Charnockite des Complexo Paraíba do Sul ?) wurde bereits im Transamazónico-Ereignis einer tiefgreifenden Metamorphose unter granulitfazialen Bedingungen unterzogen.

Während des Brasiliano-Ereignisses wurden die Serien erneut polyphas deformiert. Ein metamorphes Hauptereignis liegt zwischen etwa 600 und 580 Ma. In diesen Zeitraum fallen die Metamorphosealter eines Metatexiten und eines Metaquarzit (590 $\pm$ 2, - 4 Ma)

Bedingungen der oberen Amphibolitfazies, lokal auch granulitfaziale Bedingungen, und führte zu durchgreifender Anatexis. Das Intrusionsalter eines anatektischen Granodiorit-Komplexes (Estrela-Granitoid) liegt bei 580 $\pm$ 20, - 6 Ma.

Ein zweiter thermischer Höhepunkt ist durch die Intrusion zahlreicher spät- bis posttektonischer, komplex gebauter Plutone dokumentiert, wie z.B. dem Santa Angélica-Pluton, dessen Intrusionsalter mit 513 $\pm$ 8 Ma bestimmt ist. In diesen Zeitraum fällt auch eine thermische Überprägung des Estrela-Granitoids (519 $\pm$ 10, - 6 Ma). Die Schließung der Isotopensysteme und die

damit verbundene Abkühlung und Beendigung des thermischen Brasiliano-Ereignisses liegen bei ca. 450 Ma.

Nachfolgende bruchhafte Verformungen und Vertikalbewegungen sowie die Intrusion von Basaltgängen sind im Zusammenhang mit der Öffnung des Südatlantik zu sehen.

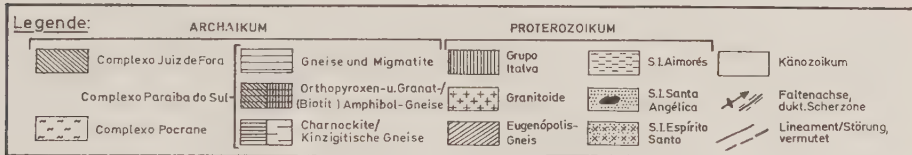
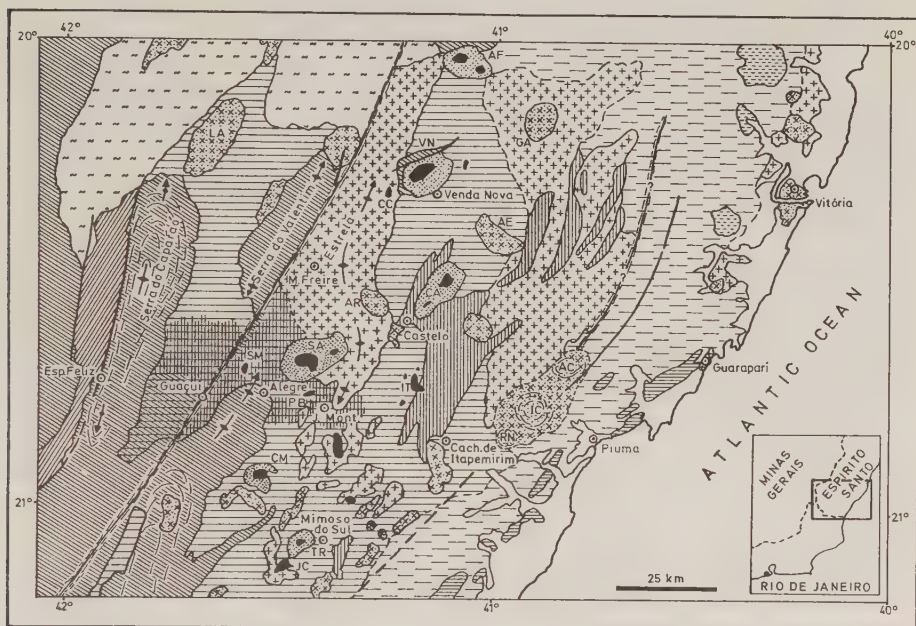


Abb. 2.3.: Geologische Karte des Ribeira Mobile Belt im südlichen Espírito Santo (nach FONSECA et al., 1979 und PROJETO RADAMBRA-SIL, 1983; modifiziert nach eigenen Daten).

Bezeichnungen der Plutone: SA - Santa Angélica; VN - Venda Nova; CA - Castelo; GA - Garrafao; AF - Afonso Claudio; IT - Itaoca; AE - Aracé; AR - Araraí; AC - Araçuaí; CM - Conceição do Muquí; SM - Santa Maria; PB - Ponte da Brauna; LA - Lajinha; JA - Jacutinga; TR - Torre; AS - Alfredo Chaves; IC - Iconha; RN - Rio Novo d.S.

3. GESTEINSABFOLGE DES ARBEITSGEBIETES

Das Arbeitsgebiet liegt nahe der Südgrenze des brasilianischen Bundesstaates Espírito Santo (Abb. 2.3.). Im Norden wird es etwa durch den 20., im Süden durch den 21. südlichen Breitengrad, im Osten etwa durch den 41. und im Westen durch den 42. westlichen Breitengrad begrenzt. Der Santa Angélica-Pluton befindet sich etwa im Zentrum des Arbeitsgebiets, nordöstlich der Stadt Alegre.

Das südliche Espírito Santo gehört zum feuchtwarmen tropisch/subtropischen Klimabereich der südostbrasilianischen Küste mit roten, tiefgründig (bis >100 m) verwitterten Lateritböden. Das Landschaftsbild ist von der "Zuckerhutmorphologie" geprägt, wie sie typisch ist für das ostbrasilianische Küstengebirge. Das von der schmalen Küstenebene nach Westen ansteigende Hügelland (Gneise und Migmatite) wird von rundlich verwitternden Bergmassiven (Granitplutone, Orthogneismassive), den sog. morros, um mehr als 500m Höhe überragt. Der Forno Grande im Castelo-Pluton erreicht mehr als 2000m, das Travessao-Massiv des Santa Angélica-Plutons 1350m und die Pedra da Estrela im Estrela-Granitoidmassiv knapp 1200m (Abb. 3.1.).

Das Arbeitsgebiet wird im Westen von der Serra do Caparaó (Antiklinalstruktur granulitfazieller Gneise) abgeschlossen, die im Pico da Bandeira (2890m), Brasiliens zweithöchstem Berg, gipfelt. Als topographische Übersichtskarte diente das Blatt "Cachoeiro de Itapemirim" (SF-24-V-A), 1:250 000, herausgegeben vom Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) des Jahres 1980. Die topographische Kartengrundlage für die Geländearbeit bildeten folgende Blätter der "Carta do Brasil" 1:50 000 (ebenfalls IBGE) von 1977/78:

SF-24-V-A-I-3	Manhumirim	SF-24-V-A-IV-3	Varre-Sai
SF-24-V-A-I-4	Iúna	SF-24-V-A-IV-4	Guaçuí
SF-24-V-A-II-3	Muniz Freire	SF-24-V-A-V-1	Anutiba
SF-24-V-A-II-4	Conç. do Castelo	SF-24-V-A-V-2	Castelo
SF-24-V-A-IV-1	Espera Feliz	SF-24-V-A-V-3	Muqui
SF-24-V-A-IV-2	Divino de Sao Lorenzo	SF-24-V-A-V-4	Cachoeiro de Itapemirim

Zusätzlich wurden Luftbilder im Maßstab 1:60 000 (Forças Aéreas Brasileiras/IBGE, ca. 1974/75) verwendet. Für die Kartierung des Santa Angélica-Plutons standen außerdem Luftbilder im Maßstab 1:25 000 (Instituto Brasileiro do Café, 3/1970, Flughöhe 4100m) zur Verfügung.

Im Rahmen der Arbeiten des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München an einer Geotraverse durch den gesamten Ribeira Mobile Belt (HOPPE et al., 1987) wurde vom Autor zusammen mit Peter Bayer ein geologisches Profil (Länge ca. 80km) von Jerônimo Monteiro im Osten bis zur Serra do Caparaó im Westen aufgenommen (BAYER, 1987) und beprobt.

Von diesem Profil wurden ca. 100 Proben mikroskopisch bearbeitet. Da das Hauptziel der vorliegenden Arbeit jedoch die Klärung des geologischen Baus, der Petrographie und des Intrusionsmechanismus' des Santa Angélica-Plutons ist, versteht es sich von

selbst, daß die Bearbeitung dieses Profils nur den Charakter einer "reconnaissance" haben kann.

Es werden typische Mineralvergesellschaftungen, d.h. die wichtigsten im Dünnschliff nebeneinander zu beobachtenden Minerale, dargestellt, die für die Gesteine und ihre metamorphe Fazies charakteristisch sind. Daran wird die Problematik der Zuordnung verschiedener Paragenesen zu bestimmten Metamorphoseereignissen aufgezeigt.

Die detaillierte petrographische Bearbeitung der metamorphen Serien - thermometrische und barometrische Untersuchungen sind dazu unerläßlich - muß allerdings den nachfolgenden, bereits laufenden Arbeiten überlassen bleiben, die sich innerhalb kürzerer Teilabschnitte des Gesamtprofils ausschließlich mit dieser Thematik befassen. Es sind dies: SEIDENSTICKER: Profilabschnitt Serra do Caparaó - Guaçuí, FRITZER: Profilabschnitt Guaçuí - Jerônimo Monteiro, GEIGER: Profilabschnitt Jerônimo Monteiro - Cachoeiro, OFFMANN: Profilabschnitt Cachoeiro - Inconha, SLUITNER: Profilabschnitt Iconha - Piuma (alle in Vorbereitung).

Deshalb umfaßt der erste Teil dieses Kapitels nur einen kurzen Überblick über das metamorphe "Gesteinsinventar" des Arbeitsgebietes.

Der zweite Teil dieses Kapitels befaßt sich mit den Intrusivserien des Brasiliano-Ereignisses innerhalb des Arbeitsgebietes.

3.1. METAMORPHE SERIEN

Nach ihrer Zusammensetzung, ihrem charakteristischen Mineralbestand und ihrer metamorphen Fazies lassen sich die metamorphen Serien im Arbeitsgebiet in drei Gruppen gliedern:

- Orthopyroxen- und Granatgneise: Granulitfazielle Gesteine im engeren Sinne sowie Bändergneise und Migmatite
- Amphibol-Gneise und Amphibol-Biotit-Gneise
- Suprakrustalgesteine

3.1.1. ORTHOPYROXEN- UND GRANAT-GNEISE

Bei den Orthopyroxen- und Granatgneisen handelt es sich um Gesteine in Granulitfazies, die vorherrschend im westlichen Teil des Arbeitsgebiets, im Raum Espera Feliz (Serra do Caparaó) - Alegre vorkommen. Nach Struktur, Textur und Verbreitungsgebiet lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, nämlich granulitfazielle Gesteine im engeren Sinne sowie Bändergneise und Migmatite.

Das Vorkommen granulitfazieller Gneise i.e.S. ist im wesentlichen auf die Antiklinalstrukturen der Serra do Caparaó und der Serra do Valentim sowie auf die Gesteine im Bereich des Guaçuí-Lineaments beschränkt. Die Übergänge zu Bändergneisen und Migmatiten sind allerdings fließend, und es gibt immer wieder Einzelvorkommen granulitfazieller Gneise i.e.S. innerhalb von Bändergneis- und Migmatitarealen. Solche Einzelvorkommen sind u.a. in

einem Steinbruch nahe der Ortschaft Sao Pedro de Rates und in mehreren Straßenaufschlüssen der BR 482 bei der Fazenda Cachoeira Alta und bei der Ortschaft Celina anzutreffen.

GRANULITFAZIELLE GNEISE IM ENGEREN SINNE

Unter der Bezeichnung granulitfazielle Gneise i.e.S. sind feinlagige, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebänderte Gesteine mit streifer Paralleltextur zu verstehen. Typisch für diese Gesteine sind ihre dunklen Farben. Auch feldspatreiche Lagen zeigen relativ dunkle grünliche Farben. Das Gefüge ist sehr feinkörnig bis dicht, makroskopisch sind darin Feldspat-, Pyroxen- und Granatporphyroklasten erkennbar. In sauren, quarz-feldspatreichen Lagen sind die für granulitfazielle Gneise charakteristischen Disken- und Bänderquarze ausgebildet.

ORTHOPYROXEN-GNEISE

Basische und intermediäre Gesteine mit den Hauptkomponenten Pyroxen und Plagioklas herrschen gegenüber den sauren vor. Viele Proben enthalten wechselnde Gehalte an Amphibol und Biotit. Diese Minerale sind jedoch größtenteils sekundärer Natur, d.h. ein Produkt retrograder Pyroxenumwandlung. Nur ein Teil davon ist primär, also stabil neben Pyroxen gebildet.

Der Nomenklatur von SCHARBERT (1963) zufolge handelt es sich um Pyriklasite, Pyribole und Übergangstypen zu Plagiogranuliten, WINKLER (1979) zufolge um Pyroklas-Granolite bzw. charnockitisch-enderbitische Granolite.

Orthopyroxen-Gneise zeigen folgende Mineralvergesellschaftungen:

- (1) Opx + Kpx + Plag
- (2) Opx + Kpx + Plag + Kfsp ± Qz ± Amph ± Bio
- (3) Opx + Kpx + Gra + Plag ± Kfsp ± Qz ± Amph ± Bio

Die Gesteine haben granoblastisches, je nach Pyroxen- und Amphibolanteil granonematoblastisches Gefüge.

Plagioklas bildet xenomorphe, undulös auslöschende Körner eines feinkörnigen Quarz-Feldspat-Rekristallisats. Plagioklaspyroklasten zeigen Risse, auskeilende und verbogene Zwillingslamellen sowie antiperthitische Entmischungen. Sie bilden ein grobkörniges Rekristallisat. Die Plagioklase sind von feinsten opaken Einschlüssen durchsetzt, die die dunklen grünlichen Farben der Gesteine verursachen.

Kalifeldspat tritt mengenmäßig in den basischen Gesteinen stark zurück. In den intermediären Gesteinen bildet er feine Rekristallisationskörner zusammen mit Quarz und Plagioklas oder einzelne größere Porphyroklasten. Die Körner zeigen keine Mikroklilvergitterung (geringer Si/Al-Ordnungsgrad). Es handelt sich um porzellanartig getrübte Mesoperthite bzw. mikroperthitischen Orthoklas, der wie Plagioklaseinsprenglinge grobkörnig rekristallisiert.

Quarz bildet kleine isometrische Körner innerhalb des Feldspat-Rekristallisats der Grundmasse. Gelegentlich sind größere, zerbrochene oder lappig geformte Körner als Teile von rekristalli-

sierten Disken- oder Bänderquarzen der intermediären Gesteine (Mineralgesellschaften (2) und (3)) zu beobachten.

Pyroxenporphyroklasten sind zerschert, gebrochen oder geknickt. Die so beanspruchten Körner löschen undulös aus, weisen an den Knickstellen Felderteilung auf und sind partiell rekristallisiert. Orthopyroxen zeigt den typisch rosa Pleochroismus und die relativ kleinen Achsenwinkel von Hypersthen. Klinopyroxene kennzeichnet ein deutlich grüner Pleochroismus. Viele Pyroxene zeigen an den Korngrenzen partielle retrograde Umwandlung in Amphibol und Biotit.

Primäre, d.h. neben Pyroxen stabile Amphibole treten in den Orthopyroxengneisen nicht sehr häufig auf. Sie sind optisch in ihrer Zusammensetzung nicht von retrograd gebildeten zu unterscheiden.

Primäre Biotite sind hypidiomorphe, rotbraune, titanreiche Glieder der Biotitfamilie, retrograd gebildete Biotite dagegen sind zerfrante Schüppchen mit grüner Eigenfarbe.



Abb.3.1.: Postdeformativ gebildete quarzsyplektitische Granatlagen (Gr) im Gefüge eines granulitfaziellen Orthopyroxen-Gneises der Serra do Caparaó; Prädeformativ gebildeter Orthopyroxen (Opx) ist zerbrochen und zerschert und zeigt Subkornbildung. Plagioklas (Plag) ist partiell rekristallisiert mit gebogenen Zwillingslamellen. Kpx - Klinopyroxen; Schwarz - Ilmenit/Magnetit; ohne Signatur - Quarz-Feldspat-Rekristallisat. Zeichnung nach Dünnschliff CAP 40B

Granat tritt in einer älteren und einer jüngeren Generation auf: Prädeformativ gebildete, hypidiomorphe Porphyroklasten, die weitgehend frei von Einschlüssen sind.

Syn- bis postdeformativ entstandene Granate in feinen Lagen innerhalb des Parallelgefüges der Gneise (Abb.3.1.). Granat in symplektitischer Verwachsung mit Quarz und Opakphasen umsäumt Ilmenit und Pyroxen (Abb. 3.2.) und separiert diese Minerale von den Plagioklasen der umgebenden Rekristallisationsmatrix.

Akzessorisch treten **Zirkon**, **Apatit** und **Rutil**, gelegentlich auch **Graphit** auf. Serizitisierung und Saussuritisierung von Feldspäten als Form retrograder Umwandlung sind nur untergeordnet zu beobachten. Lediglich die Gesteine im Bereich des Guaçuí-Lineaments zeigen ausgeprägte retrograde Umwandlungen.

Für die Bildung von Orthopyroxen in metamorphen Gesteinen sind hohe Temperaturen $>700^{\circ}\text{C}$ erforderlich (WINKLER, 1979). Das spärliche Auftreten von Mineralen mit Hydroxylgruppen läßt "trockene" Bedingungen mit $P_{\text{fluid}} \ll P_{\text{tot.}}$ erwarten. Orthopyroxen ist das diagnostische Mineral der Granulitfazies oder nach WINKLER (1979) der regionalmetamorphen Hypersthenfazies. Geothermometrische und -barometrische Untersuchungen verschiedener Granulitgebiete belegen Bildungsbedingungen von $P_{\text{fluid}} \ll P_{\text{tot.}} = 7 - 9\text{ kb}$ bei Temperaturen $>700 - 900^{\circ}\text{C}$ (NEWTON & HANSEN, 1983; Fig.4).

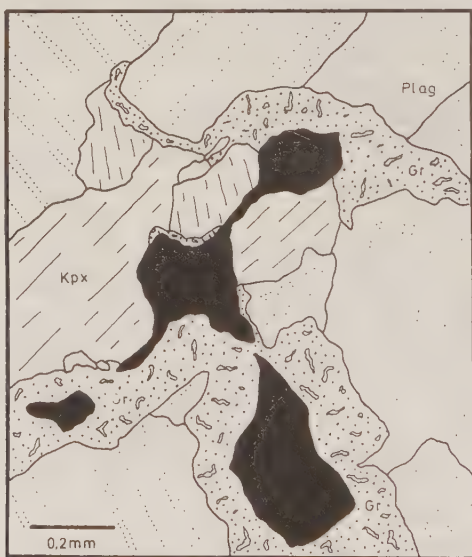


Abb. 3.2.: Hornblende-Granat-Klinopyroxen-Subfazies der Granulitfazies. Postdeformativ gebildete quarzsymplektische Granatsäume (Gr) um Ilmenit (schwarz) separieren diesen von Matrixplagioklasen (Plag); Kpx - Klinopyroxen. Orthopyroxen-Bändergneis im Kern der Caparaó-Antiklinale.

Zeichnung nach Dünnschliff CAP 35B

Die Orthopyroxenbildung in den basisch/intermediären Gneisen ist demzufolge einem hochgradigen granulitfaziellen Metamorphoseereignis zuzuordnen.

Das Auftreten von Granat (Mineralvergesellschaftung (3)) in feinen Lagen bzw. als Säume um Ilmenit- und Pyroxenkörner markiert eine jüngere Gefügeüberprägung unter retrograden, jedoch immer noch granulitfaziellen Metamorphosebedingungen.

Die gleichen charakteristischen Texturen beschreiben MARTIGNOLE & SCHRIJVER (1971) von granulitfaziellen, hornblendeführenden Orthopyroxengneisen des Adirondack-Massivs (New York). Die Reaktion, die zur Granatbildung führt, läuft zwar unter retrograden Bedingungen ab, d.h. bei gleichbleibendem Druck, aber sinkender Temperatur, jedoch immer noch unter den Bedingungen der Granulitfazies. MARTIGNOLE & SCHRIJVER (op. cit.) bezeichnen diese Paragenese als Hornblende-Granat-Klinopyroxen-Subfazies der Granulitfazies.

MANNA & SEN (1974) beschreiben ebenfalls Granatsäume um Pyroxen und Ilmenit in basischen granulitfaziellen Gesteinen aus Saltora (Indien). Auch sie sehen die Granatbildung nicht als prograd in Richtung auf die noch höher metamorphe Eklogitfazies, sondern als retrograde Bildung innerhalb einer Subfazies der Granulitfazies. Abschätzungen der Druck-Temperaturbedingungen bei der Bildung dieser Paragenese geben sie mit 6-8.5kb und 750-830°C an.

Die mikroskopischen Untersuchungen lassen erkennen, daß die Mineralreaktionen unvollständig abgelaufen sind, d.h. es sind noch alle an der Reaktion beteiligten Mineralphasen nebeneinander vertreten. Nach WINKLER (1979) besitzen diese Reaktionen unter solch hochgradigen Bedingungen "gleitende" Gleichgewichte ("sliding equilibria"): Bei gegebenem Gesamtdruck sowie gegebenem H₂O-Partialdruck sind innerhalb eines bestimmten Temperaturbereichs alle Gleichgewichtsphasen vertreten.

GRANAT-GNEISE

Saure Gesteine wie Granatgneise oder Granulite s.s. (i.e. helle Gneise ± Granat mit typischen Disken- oder Bänderquarzen) treten im Vergleich zu den basischen und intermediären Gesteinen weniger häufig auf. Die sauren Gesteine sind aber räumlich immer eng assoziiert mit basischen Gesteinen, und es gibt zahlreiche Übergangstypen. Der Nomenklatur von SCHARBERT (1963) nach handelt es sich um verschiedene Plagiogranulittypen, nach WINKLER (1979) um Granoblastite.

Granatgneise zeigen folgende Mineralvergesellschaftungen:

- (5) Sill + Gra + Spinell + Plag + Kfsp + Qz
- (6) Gra + Bio + Plag + Kfsp + Qz ± Sill

Das Gefüge ist granoblastisch, inequigranular mit polygonalen teils lappigen Körnern.

Plagioklase kommen wie bei den Orthopyroxen-Gneisen in mehreren Ausbildungsformen vor: Plagioklase eines ehemaligen granoblastischen Gneises, die heute großteils als grobes Rekrystallisat

vorliegen. Plagioklasporphyroblasten der zweiten Wachstumsphase, die teilweise rekristallisiert sind. Kleine Plagioklaskörner eines Quarz-Feldspat-Rekristallisats. Die Kristalle der erstgenannten beiden Ausbildungen weisen oft verbogene und auskeilende Zwillingslamellen, undulöse Auslöschung und kataklastische Risse auf.

Kalifeldspat in Form mikroperthitischer oder mesoperthitischer Orthoklase zeigt ebenfalls undulöse Auslöschung und ähnliche Rekristallistaen wie Plagioklas.

Bänderquarze bilden kataklastische, undulös auslöschende und anomal zweiachsige Körner. Daneben gibt es die kleinen Körner des Quarz-Feldspat-Rekristallisats der Grundmasse.

Biotit bildet hypidiomorphe, rotbraune, titanreiche Kristalle, die die jetzige metamorphe Schieferung abbilden.

Granat kommt in Form von prä-, syn- und postdeformativ gewachsener Blasen vor. Prä- und syndeformativ gebildete Granatporphyroblasten haben idiomorphe bis hypidiomorphe Kornformen. Prädeformative Granate sind weitgehend einschlußfrei, während syndeformative Granate mit Einschlüssen eines älteren granoblastischen Gefüges durchsetzt sind. Minerale dieses Granatintergefüges sind Sillimanit, Feldspäte und Quarz. Xenomorphe bis hypidiomorphe postdeformative Granate weisen poikilitische Einschlüsse aller anderen Minerale auf.

Sillimanit ist die kennzeichnende und bisher einzige nachgewiesene Al_2SiO_5 -Modifikation der metamorphen Serien im Arbeitsgebiet. Disthen konnte bisher nicht nachgewiesen werden. SCHULZ-KUHNT (1985) beschreibt Disthen aus einer einzigen Probe, allerdings sind dies gepanzerte Relikte als Einschlüsse in Sillimanit. Innerhalb der Geotraverse, die von der Arbeitsgruppe des Geologischen Instituts in München untersucht wird, ist Disthen bisher nur in Form von 5-10cm langen, stengeligen Kristallen aus pegmatoiden Gneiseinschaltungen beobachtet worden (SLUITNER, mdl. Mittlg., im April 1987).

Sillimanit tritt in einer älteren und einer jüngeren Generation auf. Die älteren, idiomorphen Sillimanitporphyroklasten sind gebogen, geknickt oder zerbrochen und zeigen undulöse Auslöschung bzw. Felderteilung an den Knickstellen.

Sillimanit der jüngeren Generation bildet kurzprismatische hypidiomorphe Kristalle, die den älteren Porphyroklasten aufgewachsen sind. In Granat eingeschlossene Sillimanitporphyroklasten sind allerdings frei von Kristallen der jüngeren Generation. An den Korngrenzen von Granat ist häufig büscheliger Fibrolit zusammen mit Biotit zu finden.

In einigen Proben wird Hercynit beobachtet, typisches Mineral hochgradiger, hochtemperierter Metamorphose. Die dunkel flaschengrünen Körner enthalten winzige spindelförmige Entmischungskörper einer weiteren Spinellphase (Pleonast?). Hercynit kommt zwar typischerweise in den sauren Gesteinen vor, findet sich jedoch nie in direktem Kontakt zu Quarz, von dem er durch schmale Gra-

nat-, Sillimanit- oder Feldspatsäume abgeschränkt ist (Abb. 3.3.). Hercyniteinschlüsse in Granat kommen ebenfalls vor.

Akzessorisch führen die Granatgneise Graphit, wenig Ilmenit und Magnetit sowie etwas Apatit und Zirkon.



Abb. 3.3.: Paragenese Sillimanit-Granat-Spinell in granulitfaziellen Granatgneis der Serra do Caparaó. Spinell (Sp) befindet sich nie in direktem Kontakt zu Quarz aus der Rekristallisationsmatrix (ohne Signatur), sondern ist von Sillimanit (Sill) oder Granat (Gr) umsäumt oder bildet Einschlüsse in letzterem. Zeichnung nach Dünnschliff CAP 15

Mikroskopisch läßt sich in den Granatgneisen die Überprägung eines älteren granoblastischen Gefüges (Granatinterngefüge) durch ein jüngeres nachweisen. Dem älteren, noch erkennbaren Reliktgefüge entspricht die Paragenese Sill + Gra ± Hercynit. Die darauf folgende jüngere Paragenese enthält Sill + Gra ± Bio ± Qz. WINKLER (1979) führt die Paragenese Sill + Alm + Bio, die im wesentlichen mit den oben genannten identisch ist, bei Gesteinen in Granulitfazies auf ("Granoblastite").

BÄNDERGNEISE UND MIGMATITE

Bändergneise und Migmatite machen den größten Teil der Gesteine im westlichen Arbeitsgebiet aus. Von den granulitfaziellen Gneisen i.e.S. unterscheiden sie sich rein äußerlich durch ihren wesentlich mächtigeren Lagenbau, der im Bereich von einigen Dezimetern bis zu einem Meter liegt. Bereichsweise ist auch eine schollige oder phlebitische Struktur im Sinne der Definition von MEHNERT (1968) zu beobachten.

Bei allgemein schwächer ausgeprägter Paralleltextur sind die Gesteine mittel- bis grobkörnig. Leukokrate Lagen haben granoblastisches Gefüge, wobei einzelne Feldspat- und Granatporphyroklasten eine Größe von mehreren Zentimetern erreichen können. Melanokrate Lagen haben je nach Pyroxen- und Amphibol- bzw. Biotitan teilen granonematoblastisches bis granolepidoblastisches Gefüge.

Orthopyroxen-Bändergneise und -Migmatite sind einerseits sehr eng mit den granulitfaziellen Gneisen i.e.S. (d.h. Orthopyroxen- und Granatgneisen) assoziiert. Andererseits finden sich aber auch immer wieder Einschaltungen von Amphibol- und Amphibol-Biotit-Gneisen sowie von Amphiboliten und Suprakrustalgesteinen darin (Kap. 3.1.1.).

Melanokrate Lagen der Bändergneise und Migmatite zeigen folgende Mineralvergesellschaftungen:

- (1) Opx + Kpx + Amph + Plag
- (2) Kpx + Gra + Qz + Bio + Plag ± Opx ± Amph

Leukokrate Lagen führen:

- (3) Bio + Gra ± Sill + Plag + Kfsp + Qz ± Amph
- (4) Bio + Plag + Kfsp + Qz ± Gra ± Amph

Plagioklas weist Oligoklas- bis Andesinzusammensetzung auf. Neben feinkörnig rekristallisierten Matrixplagioklasen gibt es auch zentimetergroße, teilrekristallisierte Plagioklasporphyroklasten.

Kalifeldspat ist in melanokraten Partien nur spärlich in Form von perthitischem Orthoklas vertreten. In leukokraten Partien sind Übergänge von mikroperthitischem Orthoklas zu Mikroklin zu erkennen, oder es tritt Mikroklin- Perthit auf.

Quarz bildet kleine polygonale oder lappige Rekristallisationskörner. Größere undulös auslöschende Körner sind Relikte weitgehend rekristallisierter Bänderquarze.

Orthopyroxen und Klinopyroxen bilden den Hauptanteil der mafischen Mineralphasen in melanokraten Lagen der Bändergneise und Migmatite. In leukokraten Lagen und den Übergangsbereichen dazu sind meist nur noch Orthopyroxenrelikte innerhalb eines filzigen Umwandlungssaumes aus Amphibol, Biotit und Opakphasen zu finden.

Klinopyroxen ist das kennzeichnende Mineral der Bändergneise und Migmatite im westlichen Arbeitsgebiet. Dabei handelt es sich um Diopsid-Salit-Augit-Mischkristalle. In einigen Proben sind Klinopyroxene partiell rekristallisiert. Vielfach zeigen sie retrograd gebildete Amphibol- und/oder Granatsäume (Abb. 3.4.). Generell sind sekundäre Umwandlungen von Pyroxenen weit verbreitet.

Amphibole bilden seltener eine wichtige Komponente der Pyroxengesteine und treten sowohl primär stabil neben Klinopyroxen auf als auch retrograd aus diesem gebildet (Abb. 3.4.). Aus den mikroskopischen Beobachtungen läßt sich nicht erkennen, ob es sich um zwei verschiedene Amphibole handelt. Sie zeigen als Eigenfarbe ein kräftiges Grün, manchmal auch Blaugrün. In einigen Proben sind Amphibole ebenso wie Klinopyroxene von Granat umsäumt.

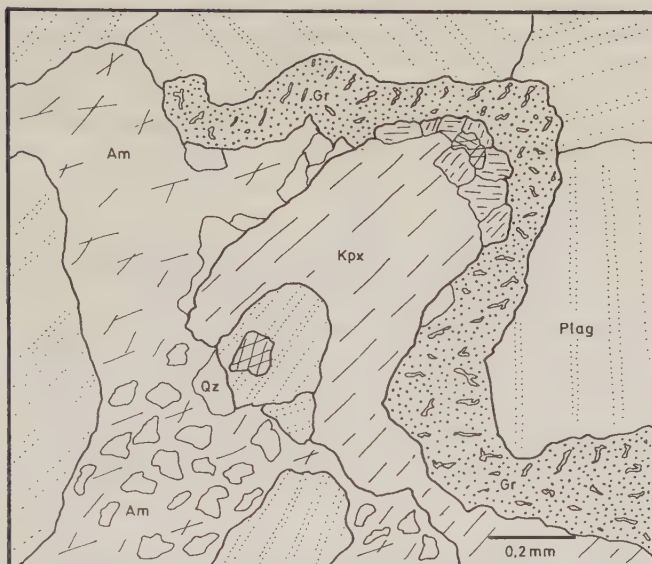


Abb. 3.4.: Hornblende-Granat-Klinopyroxen-Subfazies der Granulitfazies. Quarzsymplektitische Granatsäume (Gr) um teilrekristallisierten Klinopyroxen (Kpx). Dieser ist partiell in Amphibol (Am) umgewandelt. Qz - Quarz, Plag - Plagioklas. Melanokrate Partie eines granulitfaziellen Migmatits.
Zeichnung nach Dünnschliff 576 B

Rotbrauner oder braungrüner Biotit ist das kennzeichnende Mineral leukokrater Partien. In melanokraten Partien tritt er nur untergeordnet auf.

Granat bildet prä-, syn- und postdeformativ gewachsene Blasen und ist sowohl in hellen als auch dunklen Partien vorhanden. Ebenso wie in den basischen und intermediären granulitfaziellen Gneisen werden symplektitische Granatsäume um Klinopyroxene, Amphibole und Ilmenite beobachtet (Abb. 3.4.).

Sillimanit findet sich zusammen mit Granat in leukokraten Partien. Ältere Porphyroklasten werden als Einschlüsse in Granat und Kalifeldspat beobachtet. Jüngere hypidiomorphe Sillimanitkristalle sind in Lagen agglomeriert und eng mit Biotit und Granat assoziiert. An den Korngrenzen von Granat tritt büscheliger Fibrolit auf.

Als Akzessorien treten vornehmlich Ilmenit und Magnetit, Apatit und gelegentlich Titanit auf.

Hellglimmer, Glieder der Epidotgruppe und Karbonate sind sekundäre Umwandlungsprodukte der Feldspäte.

Orthopyroxenrelikte sowie reliktsche Orthopyroxen-Klinopyroxen-Amphibolit-Paragenesen in den melanokraten Partien der Pyroxen-Gesteine stellen die ältesten im Dünnschliff noch erkennbaren Mineralparagenesen dar. Sie entstanden im Verlauf einer granulitfaziellen Metamorphose. Diesem Ereignis sind auch prädeformativ gebildete Granat- und Sillimanitprophyroklasten der leukokraten Partien zuzuordnen.

Granatsäume um Klinopyroxen, Amphibol oder Ilmenit, wie sie in einigen Proben beobachtet wurden, sind wohl als retrograde Bildungen im Sinne von MANNA & SEN (1974) anzusehen. Ähnlich wie in den granulitfaziellen Gneisen sind auch diese jüngeren Mineralparagenesen offensichtlich unter hochmetamorphen Bedingungen entstanden, es handelt sich um die Hornblende-Granat-Klinopyroxen-Subfazies, wie sie MARTIGNOLE & SCHRIJVER (1971) postulieren. Wegen der gleitenden Gleichgewichte in diesen Mineralreaktionen (WINKLER, 1979) können die Gleichgewichtsphasen alle nebeneinander beobachtet werden.

In den leukokraten Partien der Pyroxengesteine bildete sich die jüngere Paragenese Sillimanit + Granat + Biotit. Mit der jüngeren Gefügeüberprägung ging eine tiefgreifende Migmatisierung dieser Gesteine einher.

3.1.2. AMPHIBOL- UND AMPHIBOL-BIOTIT-GNEISE, AMPHIBOLITE

Gesteine dieser Gruppe bilden den Hauptteil der metamorphen Serien im östlichen Arbeitsgebiet, außerdem kommen sie als Einschaltungen in den granulitfaziellen Gesteinen im westlichen Arbeitsgebiet vor. Aufgrund ihres ausgeprägten Lagenbaus erscheinen sie den granulitfaziellen Bändergneisen und Migmatiten äußerlich sehr ähnlich. In der Regel erreichen die Lagen Mächtigkeiten zwischen einigen Dezimetern und einem Meter. Gelegentlich sind neben stromatischen auch phlebitische und schollige Strukturen im Sinne von MEHNERT (1968) entwickelt.

Die Texturen sind flaserig, augen- oder perlgneisartig, das Gefüge ist granoblastisch, granonemato- oder granolepidoblastisch. In dunklen Lagen bilden Plagioklas und Amphibol, in hellen Lagen Biotit, Feldspäte und Quarz die vorherrschenden Minerale.

Kennzeichnend sind folgende Mineralvergesellschaftungen:

- (1) Amph + Plag ± Gra ± Bio
- (2) Bio ± Amph + Plag + Kfsp + Qz ± Gra

Plagioklas mit Oligoklas- bis Andesinzusammensetzung zeigt oft verbogene Zwillingslamellen und undulöse Auslöschung aufgrund tektonischer Beanspruchung. Am Kontakt zu Kalifeldspat sind Myrmekite zu beobachten. Plagioklas tritt in Form von Porphyroklasten und als Mineral der granoblastischen Grundmasse auf. Der Grad der Sericitisierung bzw. Saussuritisierung ist sehr unterschiedlich. Es gibt völlig frische Proben, aber auch solche mit sehr stark umgewandelten Plagioklasen.

Kalifeldspat ist meist mikroperthitischer Mikroklin. Er tritt wie Plagioklas in Form von Porphyroklasten und in der Grundmasse auf.

Amphibole zeigen grasgrüne, selten bläulichgrüne Eigenfarbe. Sie sind in der Richtung des metamorphen Lagenbaus eingeregelt. Nach den mikroskopischen Beobachtungen handelt es sich um hastingsitische Hornblenden.

Biotit bildet rotbraune bis braungrüne Schuppen mit genereller Einregelung in Richtung des metamorphen Lagenbaus. Verdrängung von Quarz und Umwandlung in Chlorit wurde gelegentlich beobachtet.

Granat tritt nur gelegentlich auf und bildet syn- bis postdeformativ gewachsene Blasen, die poikilitisch mit Biotit und Plagioklas sowie mit Hornblende verwachsen sind.

Akzessorisch treten Ilmenit, Magnetit, Sulfiderze, Apatit, Titanit und Zirkon auf.

In den Amphibol-Biotit- und Biotitgneisen sind einerseits die Auswirkungen partieller Migmatisierung weit verbreitet; andererseits ist keine Bildung von Pyroxenen zu erkennen. Für diese Gesteine werden deshalb die Bildungsbedingungen der oberen Amphibolitfazies angenommen.

Amphibolite

Amphibolite kommen als Einschaltungen, Lagen oder Boudins im gesamten Arbeitsgebiet vor. Wegen ihres den Amphibol-Gneisen ähnlichen Mineralbestandes werden sie an dieser Stelle aufgeführt. Sie zeigen meist eine straffe Paralleltextur und granomatoblastisches Gefüge.

Kennzeichnende Paragenese von Amphiboliten ist:

Amph + Plag ± Kpx

Die Plagioklase entsprechen in ihrer Zusammensetzung Oligoklasen bis Andesinen. Sie bilden granoblastische polygonale, oft feinkörnig rekristallisierte Körner. Sekundärumbildungen sind nur selten zu sehen.

Amphibol bildet die Hauptkomponente dieser Gesteine. Neben primären Amphibolen treten auch sekundär aus Pyroxen gebildete auf. Ihrerseits werden Amphibole gelegentlich in Biotit umgewandelt.

Klinopyroxen kommt nur untergeordnet vor, meist als Relikt in Amphibolkörnern.

3.1.3. SUPRAKRUSTALGESTEINE

Unter Suprakrustalgesteine sind Quarzite, Kalksilikatgesteine und Marmore zu verstehen. Sie finden sich im gesamten Arbeitsgebiet als Einschaltungen (im Zentimeter- bis Meterbereich) in Migmatiten und Gneisen. Sie bilden kaum einmal größere kartierbare Einheiten. Lediglich im Raum nördlich Alegre ist ein größerer Quarzitzug aus Einzelvorkommen konstruierbar (vgl. auch BAYER, 1987;). Im Raum Cachoeiro de Itapemirim (etwas östlich des Arbeitsgebiets) befindet sich ein größeres Marmorvorkommen im Abbau.

QUARZITE

Quarzite und quarzitische Gneise sind im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet, im Bereich zwischen dem Santa Angélica-Pluton und dem Guaçuí-Lineament treten sie besonders häufig auf. In diesem Gebiet ließen sich die einzelnen Vorkommen zu einem Quarzitzug verbinden (vgl. BAYER, 1987;).

Allgemein erreichen die Vorkommen nur einige Meter Mächtigkeit und sind im Gelände oft nur an einer für sie typischen Bodenfärbung erkennbar (Quarzite gelblich, quarzitische Gneise rötlich-violette Farben im ansonsten braunroten Lateritboden).

Typischerweise sind mit diesen Gesteinen meist Kalksilikateinschaltungen oder kalksilikatische Gneise vergesellschaftet.

Quarzite werden durch eine lagige Textur gekennzeichnet, die von geplätteten Quarzkörnern abgebildet und von wechselnden Anteilen von Biotit (in den quarzitischen Gneisen) verstärkt wird. Vorherrschend ist ein "Mauergefüge" der einzelnen gelängten Körner, die gelegentlich Diskenquarzen ähneln.

Sillimanit ist ein typisches, im Arbeitsgebiet jedoch relativ seltenes Mineral der Quarzite. Im Bereich von Mimoso do Sul, südlich des eigentlichen Arbeitsgebietes, gibt es jedoch ausgesprochene Sillimanit-Quarzite. Sillimanit tritt in feinen Lagen zwischen den gelängten Quarzkörnern auf, meist als Fibrolitfilz.

Rotbrauner titanreicher Biotit ist mit wechselnden Anteilen in quarzitischen Gneisen vertreten.

Kalifeldspat, Granat, Opakphasen und Zirkon können akzessorisch vorhanden sein.

KALKSILIKATGESTEINE

Kalksilikatgesteine finden sich im gesamten Arbeitsgebiet und sind oft mit Quarziten bzw. quarzitischen Gneisen assoziiert. Sie bilden rundliche oder linsenförmige Einschaltungen mit einer Größe bis zu einigen Metern. Oft ist ein konzentrischer Lagenbau in den einzelnen Körpern zu beobachten. Kalksilikatgesteine sind meist quarzreich, Karbonatlagen sind recht spärlich vertreten.

Das Gefüge ist granoblastisch, in amphibol- und pyroxenreichen Lagen granonematoblastisch.

Häufige Mineralvergesellschaftungen sind:

- (1) Kpx + Amph + Qz ± Cc
- (2) Kpx + Qz

Die Klinopyroxene gehören zu den Gliedern der Diopsid-Hedenbergitreihe.

Amphibole, oft in enger Verwachsung mit Pyroxenen, zeigen blaßgrüne Eigenfarbe bei schwachem Pleochroismus. Die Winkel der Auslöschungsschiefe liegen bei 15-20°, der optische Achsenwinkel

ist groß. Nach den mikroskopischen Beobachtungen handelt es sich um Vertreter der Tremolit-Aktinolith-Reihe.

Soweit Karbonate in dieser Mineralvergesellschaftung auftreten, bilden sie nur kleine korrodierte Kornreste.

Zur Bildung der Mineralgesellschaften (1) und (2) können folgende Reaktionen beigetragen haben:

(I) 1 Tremolit + 3 Calcit + 2 Quarz = 5 Diopsid + 3 CO₂ + 1 H₂O (WINKLER, 1979)

(II) 1 Dolomit + 2 Quarz = 1 Diopsid + 2 CO₂ (WINKLER, 1979)

Wichtigen Einfluß auf die Gleichgewichtstemperatur dieser Reaktionen übt die Zusammensetzung der Gasphase aus.

Aus den Diagrammen von KÄSE & METZ (1979; Abb. 9.2. in WINKLER, 1979) sowie von VALLEY & ESSENE (1980; p.116) ist zu erkennen, daß für Molenbrüche X_{CO_2} nahe 1 bzw. nahe 0.1 die Bildungstemperaturen für Diopsid stark abnehmen. Diese beiden Extremfälle dürften hier jedoch kaum vorliegen: Die Tremolitbildung, die der Entstehung von Diopsid vorangeht, setzt CO₂ frei und verbraucht H₂O, weshalb X_{CO_2} wohl kaum nahe 0.1 gelegen haben dürfte. Der andere Extremfall, X_{CO_2} nahe 1, ist ebenfalls sehr unwahrscheinlich, denn die Kalksilikatgesteine kommen durchweg nur in kleinen Linsen und Einschaltungen in Gneisen vor. Folglich scheint eine extreme Anreicherung von CO₂ gegenüber H₂O kaum gegeben.

Damit scheidet auch Reaktion (II) als mögliche Bildungsreaktion für die Mineralvergesellschaftung (2) aus (vgl. WINKLER, 1979; Abb. 9.2.), da sie bei starker CO₂-Anreicherung abläuft.

Reaktion (I) konnte also zur Bildung beider Mineralvergesellschaftungen (1) und (2) führen. Bei letzterer ist sie bei Quarz-Überschuß vollständig zugunsten von Diopsid abgelaufen.

Für die Bildung der Mineralvergesellschaftungen (1) und (2) sind in Hinblick auf die Gesteine, in denen Kalksilikatfelseinschaltungen vorkommen (i.e. sillimanitführende Gneise und Migmatite), Bildungsbedingungen von 650-700°C bei 6-8kb zu erwarten (vgl. auch VALLEY & ESSENE, 1980; Fig. 1). Die Paragenese Diopsid + Quarz bleibt sogar bis in die Granulitfazies stabil.

Diese Beobachtungen stehen im Einklang mit den von SCHULZ-KUHNT (1985) durchgeführten thermo-barometrischen Untersuchungen an Kalksilikatgesteinen aus dem Raum Jequerí (östliches Minas Gerais). Die Bildungsbedingungen für entsprechende Paragenesen lagen dort zwischen 600° und 700°C bei 6-7kb.

In einigen Proben sind folgende Mineralvergesellschaftungen zu beobachten:

(3) Gra + Qz ± Zo

(4) Gra + Qz ± Plag ± Cc

(5) Gra + Qz ± Plag

Plagioklase der Mineralvergesellschaftung (4) entsprechen in ihrer Zusammensetzung Labradoriten und Bytowniten. Sie werden von myrmekitartig sich ausbreitendem Granat "zerfressen" (Abb. 3.5a), etwa entsprechend der Pauschalreaktion, $\text{Calcit} + \text{Anorthit} + \text{Qz} = \text{Grossular} + \text{CO}_2$ von GORDON & GREENWOOD (1971; Abb. 3.5b).

Granat bildet xenomorphe bis hypidiomorphe Körner oder Lagen innerhalb des Gefüges. Er kann alle Minerale der Gesellschaften (3), (4) und (5) einschließen.

Karbonate treten in granatreichen Lagen der Kalksilikatgesteine vermehrt auf. Die Körner zeigen konkave Korrosionsbuchten und werden von Granat verdrängt.

Zoisit kommt in Abwesenheit von Granat zusammen mit Quarz in freien Körnern vor, ansonsten bildet er kleine Einschlüsse in diesem. Sie werden als gepanzerte Relikte gedeutet.

Wollastonit, in PROJETO RADAMBRASIL (1983) als in Kalksilikatgesteinen des Complexo Paraiba do Sul vorkommend beschrieben, konnte in den untersuchten Proben nicht nachgewiesen werden. Mittlerweile ist allerdings in Kalksilikatgesteinen aus dem Raum Cacheiro-Piuma Wollastonit neben Quarz und Calcit nachgewiesen (SLUITNER, mündl. Mittl. im Juni 1987), was für hohe Metamorphosetemperaturen spricht (vgl. Abb. 3.5b).

Die Paragenese Granat + Quarz + Plagioklas + Calcit kann bei geringen CO_2 -Partialdrucken ($X_{\text{CO}_2} \leq 0.2$) nach der Reaktion Quarz + Anorthit + Calcit = Grossular + CO_2 (GORDON & GREENWOOD, 1971) gebildet worden sein. Allerdings ist diese Paragenese innerhalb eines relativ großen Temperaturintervalls stabil (520-590°C bei $p_{\text{fluid}} = 2\text{kb}$) und hat deshalb petrogenetisch in diesem Zusammenhang relativ wenig Aussagekraft.

Die Mineralvergesellschaftung (5) entsprechend der Paragenese Granat + Quarz ist dafür besser geeignet, da sie bei gegebenem Druck nur bei einer ganz bestimmten Temperatur stabil ist (Abb. 3.5b). Die Paragenese Granat + Quarz ist bis in die Granulitfazies stabil ($p_{\text{fluid}} = 7.4\text{kb}$ und $T \approx 780^\circ\text{C}$ bzw. $p_{\text{fluid}} \ll p_{\text{tot.}} = 7.5\text{kb}$ und $T \approx 900^\circ\text{C}$, HUCKENHOLZ et al., 1981). Nach HUCKENHOLZ et al. (1981) ist die Paragenese (5) Granat + Quarz + Plagioklas bei $p_{\text{fluid}} = 6\text{kb}$ bis etwa 745°C stabil (vgl. auch GORDON & GREENWOOD, 1971; fig. 7).

Im Gegensatz zu den diopsidbildenden Reaktionen laufen granatbildende Reaktionen in Kalksilikatgesteinen bei sehr geringen CO_2 -Partialdrucken ab. Diese Bedingungen schließen jedoch nicht aus, daß Diopsid- und Granatparagenesen in ein und demselben Kalksilikatfelseinschluß oder sogar in benachbarten Lagen vorkommen können. Nach GORDON & GREENWOOD (1971) können einzelne Lagen in Kalksilikatgesteinen nahezu völlig in sich geschlossene Systeme darstellen.

In Hinblick auf die sillimanitführenden Gneise und Migmatite, in denen diese Kalksilikatfelse vorkommen, ist mit Bildungsbedingungen zu rechnen, die bei 6-7.5kb und Temperaturen von 620-740°C lagen.

-a



Abb. 3.5a: Paragenese Plagioklas + Calcit + Quarz + Granat aus Kalksilikatfelseinschluß. Plagioklas (Bytownit) wird von Granat (Gr) "zerfressen". Calcit (Cc) zeigt konkave Korrosionsbuchten. Qu - Quarz; Di - Diopsid.

Zeichnung nach Dünnschliff P 530

-b

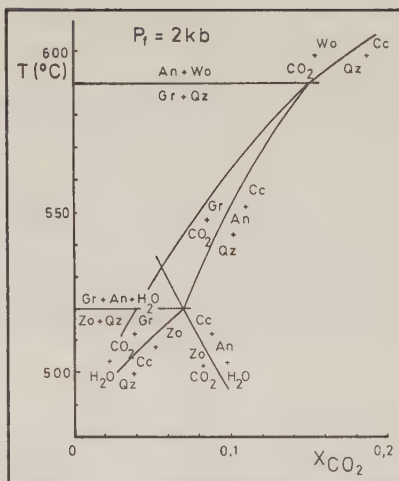


Abb. 3.5b: Ausschnitt aus dem T- X_{CO_2} -Diagramm (nach GORDON & GREENWOOD, 1971). Die Paragenese Grossular - Anorthit - Calcit - Quarz ist bei $P_{fluid} = 2\text{ kb}$ und kleinem X_{CO_2} innerhalb eines relativ großen Temperaturintervalls stabil.

MARMORE

Marmore stehen im Raum Cachoeiro - Itacoa - Castelo in einer großen und mehr oder weniger zusammenhängenden Einheit an. Dieser Bereich gehört nicht mehr zum eigentlichen Arbeitsgebiet und wurde deshalb nicht näher untersucht. Die Marmore des Grupo Italva sind jedoch eine so charakteristische Einheit im südlichen Ribeira Belt, daß sie hier kurz erwähnt werden sollen. Die mikroskopischen Angaben sind PROJETO RADAMBRASIL (1983) entnommen.

Das granoblastische Gefüge ist insgesamt grobkörnig, polygonal. Calcitische Marmore zeigen besonders grobe Körnung, dolomitische eine feinere Körnung. Neben Karbonaten führen die Marmore xenomorphen Quarz, Amphibol und Klinopyroxen sowie Graphit.

Die Marmore werden bereichsweise von feinkörnigem Granit bzw. von Granitgängen (vgl. Kap. 3.2.4.) durchschlagen. Im Kontaktbereich treten skarnartige Strukturen bzw. Mineralvergesellschaftungen auf. Amphibolit-Einschaltungen treten typischerweise immer wieder in den Marmoren auf.

3.2. INTRUSIVA DES BRASILIANO-EREIGNISSES

Das Gneis/Migmatitgebiet im südlichen Espírito Santo ist von zahlreichen Intrusivkörpern durchsetzt. Während der mit der Brasiliano-Metamorphose einhergehenden Anatexis kam es zur Intrusion großer Granodioritkörper. Der Estrela-Granitoid im Arbeitsgebiet ist ein Beispiel dafür. Auch im weiteren Verlauf des Brasiliano-Ereignisses herrschte eine rege magmatische Tätigkeit. Die Palette der Intrusivgesteine reicht von Gabbros und Noriten über Intermediärgesteine bis zu Monzoniten und Graniten.

Nach ihrer Altersstellung, Typologie und Lithologie lassen sich die Intrusiva des Brasiliano-Ereignisses vier Gruppierungen zuteilen:

- Anatektische Massive wie der Estrela-Granitoid
- Kleinere basische bis intermediäre Intrusionen
- Komplexe, konzentrische Diapire wie der Santa Angélica-Pluton
- Diskordante Granitblöcke, Granitgänge und Pegmatite

3.2.1. ESTRELA-GRANITOID

Der Estrela-Granitoid erstreckt sich von Jerônimo Monteiro und dem Santa Angélica-Pluton im Süden über eine Länge von ca. 80km bis Afonso Claudio im Norden. Die Längsachse dieses im Durchschnitt nur 20km breiten, langgestreckten Körpers verläuft parallel zum regionalen NNE-SSW-Streichen.

Die Südostflanke im Raum Jerônimo Monteiro - Castelo ist morphologisch deutlich als Hochgebiet gegenüber dem angrenzenden Gneis/Migmatitgebiet hervorgehoben. Auf dieser Seite zeigt der Granitoid-Körper scharfe, intrusive Kontakte zum Nebengestein (vgl. auch BAYER, 1987). Auf der Südwestseite dagegen, im Raum Anituba - Muniz Freire, geht der Estrela-Granitoid morphologisch und lithologisch fließend und ganz allmählich in die angrenzenden gebänderten Gneise über: In dem sonst einheitlichen Granitoid entwickelt sich über mehrere hundert Meter eine immer deutlicher werdende Bänderung in helle feldspat- und quarzreiche sowie dunkle biotit- und amphibolreiche Lagen, bis schließlich die typische dezimetermächtige Gneisbänderung ausgebildet ist. Die gesamte Nordwestflanke des langgestreckten Granitoidkörpers wird von Guaçuí-Lineament, einer mächtigen steilstehenden Scherzone, begrenzt. Solche Kontaktverhältnisse, einerseits scharfe Intrusivkontakte, andererseits graduelle Übergänge, sind bei anatektischen Massiven nichts Außergewöhnliches. Sie werden u.a. vom Closepet-Granit in Indien (FRIEND, 1983) wie auch von Granitoiden des Coast Range Batholith in British Columbia (HUTCHISON, 1982) beschrieben.

Der Estrela-Granitoid erscheint im Gelände über weite Strecken ausgesprochen homogen. Dies wird in der modalen (Abb. 3.6a und Tab. 1.c) und chemischen Zusammensetzung (HORN, 1987) deutlich. Die Proben, die aus einem mehrere hundert Quadratkilometer großen Bereich stammen, fallen im QAP-Dreieck (STRECKEISEN, 1976) in einen engen Bereich an der Grenze von Granodiorit und Tonalitfeld (Abb. 3.6a). Die chemische Zusammensetzung des Estrela-Granitoids entspricht dieser Klassifizierung (HORN, 1987). Das am frischen

Bruch weißgraue Gestein zeigt eine flaserige Paralleltexur. Augige Feldspäte bis 5cm Länge schwimmen in einer mittelkörnigen Matrix, die Mafite sind auf geschweiften Bahnen und in dunklen, länglichen Flecken konzentriert.

Xenolithe sind nur gelegentlich zu finden. Solche dunklen, biotit- und amphibolreichen Schlieren und Schollen sind meist parallel zur Foliation ausgerichtet und werden von der Matrix "umflossen".

Der Estrela-Granitoid ist in den großräumigen D4-Faltenbau mit einbezogen. Hinweise auf die isoklinale D2-Deformation gibt es nicht (BAYER, 1987).

Der Mineralbestand des Estrela-Granitoids setzt sich zusammen aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Amphibol, Biotit und Magnetit. Typische Akzessorien sind Titanit, Apatit, Zirkon, Allanit und magmatischer Epidot.

Plagioklas bildet hypidiomorphe Körner, die überwiegend polysynthetische Albitverzwillingung aufweisen. Die Zusammensetzung liegt im Andesin-Oligoklas-Bereich, eine positive magmatische Zonierung ist nur schwach entwickelt (Kern An 35-28, Rand An 28-23). Zwischen Einsprenglingen und Matrix-Plagioklas bestehen kaum Unterschiede in der Zusammensetzung. Plagioklaskörner zeigen oft schwache Einwirkung von Protoklase (vgl. auch Kap. 5.1.): Albit-Zwillingslamellen sind gebogen oder geknickt. Die Körner löschen undulös aus oder zeigen beginnenden Subkornbau. Neben Opakphasen, Zirkon und Apatit sind gelegentlich kleine gerundete Hornblende-körner in Plagioklas eingeschlossen. Gelegentlich ist Plagioklas partiell leicht serizitisiert oder saussuritisiert.

Kalifeldspat liegt als schwach mikroperthitischer Mikroklin vor. Die Größe der Körner liegt im Schnitt bei 0.5-3mm, erreicht aber gelegentlich 2cm. Kalifeldspat kann alle anderen Minerale einschließen.

Quarzkörner mit rundlicher oder lappiger Form erreichen bis 1cm Größe. Sie zeigen undulöse Auslöschung, sind aber kaum rekristallisiert. Die Mafite sind zusammen mit Apatit, Titanit, Allanit und Epidot in Nestern und Flasern konzentriert.

Grüne hastingsitische **Hornblende** (Pleochroismus dunkelgrün (X) bzw. gelbgrün (Y,Z), Auslöschungsschiefe 16-18°, Winkel der optischen Achsen <45°) tritt in hypidiomorphen Körnern (0.2-0.8mm) auf.

Biotit ist ebenfalls hypidiomorph ausgebildet, aber nach Hornblende auskristallisiert.

Epidot bildet schwach pleochroitische idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle oder Säume um Allanitkerne. Aufgrund der hypidiomorphen Ausbildung und der Korenzbeziehungen zu den angrenzenden Mineralen dürfte es sich um magmatisch gebildeten Epidot handeln. Biotit und Epidot haben gemeinsam gerade, hypidiomorphe Korngrenzen, während Hornblende und Epidot gebogene und tief eingebuchtete gemeinsame Korngrenzen zeigen (Abb.3.6b). Beide

Minerale standen offensichtlich nicht im Gleichgewicht, und Hornblende wurde während der Kristallisation von Epidot resorbiert. Teilresorbierte gerundete Hornblendekörner treten öfter innerhalb der Mafitansammlungen auf und finden sich gelegentlich auch als Einschlüsse in Plagioklas. Hornblende scheint also offensichtlich in magmatischem Zustand und nicht infolge einer Subsolidus-Reaktion resorbiert worden zu sein. Epidot scheint also eine magmatische Bildung in der Kristallisationsfolge des Estrela-Granitoids.

NANEY (1983) wies darauf hin, daß die Koexistenz von Epidot mit silikatischer Schmelze druckabhängig ist. Magmatischer Epidot kristallisierte aus synthetischer Granodioritschmelze bei 8kb (Abb.3.6d). ZEN & HAMMARSTROM (1984) belegten die Verwendbarkeit magmatisch gebildeten Epidots als Geobarometer: Granodiorite und Tonalite der nordamerikanischen Kordillere, die magmatischen Epidot führen, kristallisierten, wie durch weitere geobarometrische Untersuchungen nachgewiesen wurde, unter Druckbedingungen, die der tieferen Kruste entsprechen (ZEN & HAMMARSTROM, 1984).

Dieser Argumentation folgend, ist der Estrela-Granitoid in Krustentiefen von etwa 25km auskristallisiert. HAMMARSTROM & ZEN (1986) verweisen auch auf die hohen Aluminiumgehalte der tiefkrustalen epidotführenden Plutone der nordamerikanischen Küstenkordillere und zeigen daran, daß auch Hornblenden als empirische Geobarometer verwendbar sind. Für die weitere detaillierte Untersuchung des Estrela-Granitoids dürften deshalb Mikrosondenanalysen gerade der Hornblenden von Bedeutung sein.

Neben den petrographischen Kriterien sprechen allerdings auch die geologischen Rahmenbedingungen für die Konsolidierung des Estrela-Granitoids in großen Krustentiefen und seine engen genetischen Beziehungen zu den umgebenden Gneisen und Migmatiten.

Nach FONSECA et al. (1979) handelt es sich bei den Granitoidkomplexen im südlichen Espírito Santo (Estrela-Granitoid, Granitoidkomplex nördlich Cachoeiro de Itapemirim) um in situ-Anatexite. Zahlreiche Metasedimenteinschaltungen (z.B. die Marmorvorkommen bei Itaoca) sowie die fließenden Übergänge zu den Nebengesteinen werden als Begründung für diese Ansicht angeführt.

In Hinblick auf den Estrela-Granitoid widerspricht SÖLLNER (1987) dieser These: Aufgrund seiner Strontiumisotopen-Zusammensetzung kann der Estrela-Granitoid nicht ausschließlich aus dem gleichen Material wie die umgebenden Gneise und Migmatite erschmolzen sein. Nach SÖLLNER (1987) muß an der Genese granulitisches Unterkrustenmaterial beteiligt gewesen sein.

Bei eigenen Geländeuntersuchungen konnten sowohl scharfe Intrusivkontakte als auch kontinuierliche Übergänge des Estrela-Granitoids zum Nebengestein nachgewiesen werden. Auffallend ist weiterhin die große Homogenität modaler und chemischer Zusammensetzung des Estrela-Granitoids über weite Bereiche. Die Frage nach der Genese des Estrela-Granitoids ist mit diesen Kenntnissen allein noch nicht zufriedenstellend zu beantworten, dazu sind noch weitere Detailarbeiten notwendig, die aber nicht Inhalt dieser Arbeit waren.

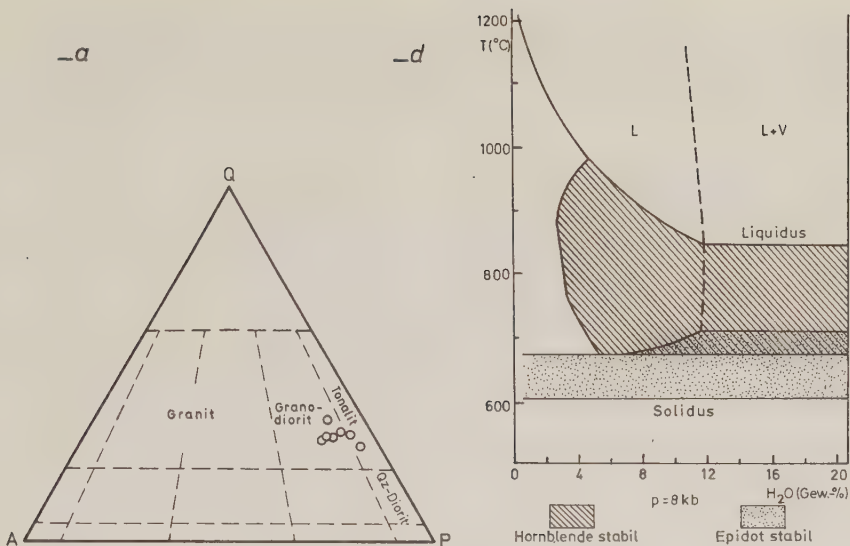


Abb. 3.6a: Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Dreieck (nach STRECKEISEN (1976)). Proben aus einem großen Bereich des Estrela-Granitoids fallen in einen engen Bereich an der Grenze Granodiorit/Tonalitfeld. .

Abb. 3.6d: Stabilität von Hornblende und Epidot in synthetischem Granodiorit bei 8kb. Diagramm nach NANEY (1983).

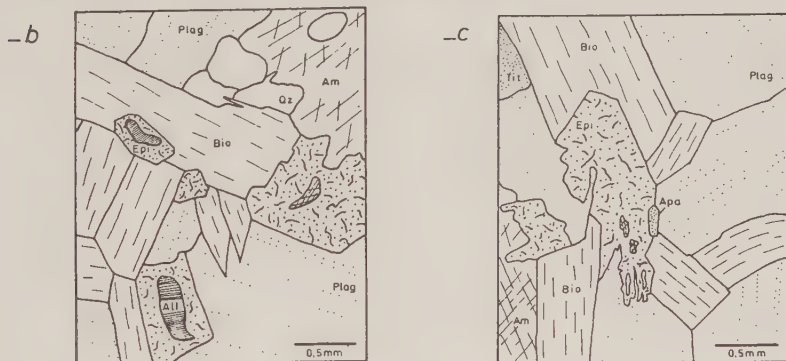


Abb. 3.6b,c: Magmatischer Epidot aus dem Estrela-Granitoid. Epidot (Epi) mit Allanitkernen (All) zeigt gerade, hypidiomorphe Korngrenzen zu Biotit (Bio). Mit Plagioklas (Plag) bilden sich oft myrmekitartige Verwachsungen mit diesem. Die Korngrenzen Epidot/ Amphibol (Am) sind tief eingebuchtet. Qz - Quarz; Tit - Titanit; Apa - Apatit.
Zeichnungen nach Dünnschliffen P 382, Estrela do Norte und P 390, Faz. Santa Rosa

Allerdings ist die oben angesprochene Problematik auch in anderen anatektischen Massiven wie dem Central Gneiss Complex, British Columbia (HUTCHISON, 1970; 1982; KENAH & HOLLISS, 1983) oder den Closepet Graniten im südlichen Indien (FRIEND, 1983) bekannt.

3.2.2. BASISISCHE INTRUSIONEN

Basische Intrusionen bilden kleine, unregelmäßige Körper mit Ausstrichflächen zwischen 2 und 15 km². Erst zehn davon sind bislang bekannt. Dies mag an der Tatsache liegen, daß die Intrusionen vergleichsweise klein sind und keine morphologisch markanten Massivs bilden wie die komplexen Plutone. Auch auf der aeromagnetischen Karte (BOIE, 1973) fallen selbst größere Körper nicht durch Anomalien auf. Die größten bisher bekannten Intrusionen sind die Komplexe Jacutinga bei Mimoso do Sul, Itaoca zwischen Cachoeiro und Castelo sowie Santa Maria nordwestlich von Alegre.

Aufgrund ihrer Typologie und Lithologie werden diese Intrusivkörper hier als eigene magmatische Einheit behandelt. Entwicklungsgeschichtlich sind sie allerdings wohl in engem Zusammenhang mit den komplexen Plutonen zu sehen (vgl. Kap. 5.6. und Kap. 8).

Im Gegensatz zu letzteren sind die basischen Intrusivkörper nicht mit sauren Gesteinen vergesellschaftet. Die Abfolge der Intrusivgesteine umfaßt Gabbro-norite und Gabbros mit Olivin-, Pyroxen- und Plagioklaskumulaten sowie Quarzgabbros und Gabbrodiorite mit Plagioklaskumulaten (vgl. WIEDEMANN & LUDKA, 1984; WIEDEMANN et al., 1986 sowie LADWIG, in Vorb.).

Kumulathorizonte im Jacutinga- (WIEDEMANN & LUDKA, 1984) und Itaoca-Komplex (LADWIG, in Vorb.) weisen auf fraktionierte Kristallisation in situ hin.

Gabbro-norite und Gabbros setzen sich zusammen aus: Olivin, Spinell, Hypersthen, Fe-Augit, Plagioklas I (Bytownit/Labradorit), Plagioklas II (Andesin/Oligoklas), Titanbiotit, Ilmenit, Hornblende I, Hornblende II. Im Jacutinga-Komplex führen die Gesteine teilweise auch Granat. Olivin und Hypersthen sind meist von mehrphasigen Koronastrukturen aus Hypersthen, Klinopyroxen, Spinell und Hornblende, bzw. Klinopyroxen, Hornblende I, Hornblende II umgeben. Die Koronen setzen sich jeweils aus komplexen symplektitischen Verwachsungen mehrerer Mineralphasen zusammen. Kumulate sind häufig poikilitisch von Hornblende oder Plagioklas II überwachsen. Die Hornblenden und Plagioklase können eine Größe von mehreren Zentimetern erreichen (vgl. hierzu auch SABATE et al., 1987; fig.11).

Weitere Gesteine der basischen Intrusivserien sind Quarzgabbros, Gabbrodiorite und seltener auch Diorite. In ersteren fallen besonders die komplex zonierte Plagioklase auf, mit basischen Kernen (Bytownit/Labradorit), die von Zonen mit oszillierendem oder inversem Zonarbau umgeben sind. Diese gehen über in Randbereiche mit Andesin/Oligoklas-Zusammensetzung. Häufig sind auch Plagioklase mit fleckigem Zonarbau ("patchy zoning"; vgl. Kap. 5.5.2.) und zahlreichen Pyroxen- bzw. Pyroxen/Hornblende Einschlüssen zu beobachten (vgl. LADWIG, in Vorb.).

Die Gabbronorite des Jacutinga-Komplexes weisen auffallend hohe Strontiuminitialverhältnisse von $87\text{Sr}/86\text{Sr}=0.708-0.709$ auf (SÖLLNER, mdl. Mittlg., Aug. 1987), was wohl auf Assimilierung von Krustenmaterial zurückzuführen ist.

Kumulatbildung, Disequilibrium-Strukturen mafischer Minerale sowie der komplexe Zonarbau der Plagioklase deuten auf eine äußerst vielschichtige Kristallisationsgeschichte der basischen Intrusivkomplexe hin (vgl. Kap. 5.6. und Kap. 8.).

3.2.3. KOMPLEX GEBAUTE, KONZENTRISCHE PLUTONE

Komplex gebaute, konzentrische Plutone bilden einige der markantesten morphologischen und geologischen Strukturen des Gneis/Migmatitgebiets im südlichen Espírito Santo. In der aeromagnetischen Karte (BOIE, 1973) fallen sie durch ausgeprägte Anomalien auf. Gegen Ende des Brasiliano-Ereignisses intrudierten kalkalkalische Magmen diapirartig die tiefkrustalen, noch heißen metamorphen Serien des Ribeira Mobile Belt (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987; SCHMIDT-THOME & BAYER, in Vorb.).

Sie bilden rundlich bis elliptisch ausstreichende, konkordante Plutone (im Sinne von CASTRO, 1987) mit Ausbissflächen von 50-150km². Im südlichen Espírito Santo sind etwa 20 dieser Plutone bisher bekannt, davon allein fünf im Arbeitsgebiet. Dazu gehören der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Santa Angélica-Pluton, die Plutone von Castelo (HORN, 1987; WEINBERG, 1987), Venda Nova (JAFÉ, NEUMANN, PETRICK, TÖPFNER, alle in Vorb.), Conceição de Muqui (MURAD, in Vorb.) sowie weiter im Süden der Torre-Pluton nahe Mimoso do Sul (WIEDEMANN & LUDKA, 1984; LUDKA, in Vorb.).

In den Plutonen, die als kompakte Bergstöcke ihre Umgebung oft um mehrere hundert Meter überragen, sind basische und saure Gesteine in charakteristischer Weise miteinander vergesellschaftet. Die meisten Plutone zeigen eine typische, schüsselförmige Morphologie, die aus ihrem inversen lithologischen Bau resultiert: Im Zentralbereich, meist tief erodiert, stehen basische Gesteine an. Dieser basische Zentralbereich steigt allmählich nach außen an und ist von einem massiven Randwall aus sauren, verwitterungsresistenten Gesteinen umgeben. Zwischen Kern- und Randbereich befindet sich bei der Mehrzahl der Plutone eine klar definierte Übergangszone (sog. Mischgesteinszone, vgl. SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987), in der basische und saure Gesteine intensiv miteinander vermischt erscheinen. Die Mischungsstrukturen, sie werden in Kap. 4.2. beschrieben, resultieren aus der mechanischen Vermengung zweier kontrastierender Magmen. Die bei der Magmenmischung entstandenen Hybridgesteine haben intermediäre Zusammensetzung.

Magmenmischung ist ein weitverbreitetes Phänomen in den komplexen konzentrischen Plutonen des südlichen Espírito Santo (BAYER et al., 1987; SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987).

Die basischen Gesteine dieser Plutone gehören der Gabbrofamilie an (Gabbronorite, Gabbros, Gabbrodiorite). Sie weisen folgenden Mineralbestand auf: Plagioklas (Bytownit/Andesin), ± Olivin,

Hypersthen, salischer Augit, Titanbiotit, Ilmenit, Apatit, $\pm$ Kalifeldspat, $\pm$ Quarz, $\pm$ Amphibol, $\pm$ Titanit, $\pm$ Zirkon. Generell fehlt in den gabbroiden Gesteinen Amphibol als stabile Primärbildung neben Pyroxen. Die basischen Magmen der komplexen Plutone waren deutlich H₂O-untersättigt (vgl. Kap. 5.2.).

Bei den intermediären Hybridgesteinen der Mischgesteinszonen handelt es sich um Monzodiorite, Quarzmonzonite und Granodiorite. Hier ist Amphibol das dominierende mafische Mineral. Hybridgesteine sind gekennzeichnet von Mineralphasen mit Disequilibrium-Strukturen, i.e. Ummantelungs- und Koronastrukturen sowie komplexem Zonarbau (Kap. 5.5.).

Die sauren Randgesteine der Plutone gehören der Granit- bzw. Monzonitfamilie an. Monzonitische Gesteine führen Plagioklas (Andesin/Oligoklas), mesoperthitischen Kalifeldspat, $\pm$ Quarz, $\pm$ Klinopyroxen, $\pm$ Amphibol, Biotit, Ilmenit, Apatit. In Graniten bilden Oligoklas, perthitischer Mikroklin, Quarz, Biotit, Titanit, Apatit die Hauptkomponenten. Es handelt sich um Subsolvusgranite tiefer Krustenstockwerke (HUGHES, 1982).

Der Castelo-Pluton setzt sich aus Diorit im Zentrum und Granit am Rand zusammen. In der dazwischen befindlichen Mischgesteinszone dominieren granodioritische Gesteine (BAYER et al., 1985; HORN, 1987; WEINBERG, 1987).

Im Torre-, Conceicao de Muqui- und Venda Nova-Pluton sind gabbroide mit syenomonzonitischen und quarzmonzonitischen Gesteinen vergesellschaftet. Die Hybridgesteine der jeweils nur schmalen Mischgesteinszonen haben monzodioritische bis quarzmonzodioritische Zusammensetzung (WIEDEMANN & LUDKA, 1984; MURAD, in Vorb.; JAFFE, NEUMANN, PETRICK, TÖPFNER, alle in Vorb.).

Der Venda Nova-Pluton stellt offensichtlich einen mehrphasigen Pluton im Sinne von WERNICK (1983) dar. Die komplex gebaute innere Gabbro/Syenomonzonit-Intrusion ist von einem Ring gabbro-noritischer und hypersthenführender, tonalitischer Intrusivgesteine umgeben (TÖPFNER, in Vorb.).

Im Santa Angélica-Pluton sind gabbroide und granitische Gesteine miteinander vergesellschaftet, und es treten Hybridgesteine dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung auf (Kap. 4. und Kap. 5.). Der Santa Angélica-Pluton unterscheidet sich in seinem Aufbau insofern von demjenigen der anderen Plutone, als dort keine klar definierte Mischungszone zwischen basischem Kern- und saurem Randbereich ausgebildet ist. Zwar dominieren basische Gesteine im Zentrum und saure am Rand, aber es gibt sowohl im Zentrum als auch am Rand Mischgesteinsstrukturen. Eine ringförmige Mischgesteinszone wie in den andern Plutonen existiert im Santa Angélica-Pluton nicht.

Die regionale Verteilung, lineare Anordnung und die gestreckten Ausstrichformen lassen eine strukturgebundene Platznahme der Intrusionen (im Sinne von PITCHER, 1979; 1985) erkennen (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987): Die Plutone sind in Gruppen, bestehend aus drei bis fünf Einzelkörpern, in einer Richtung aufgereiht. Der Trend dieser linearen Anordnung (Abb. 2.3.)

entspricht dem regionalen Strukturtrend. Die Mehrzahl der Plutone zeigt eine Längung in NNE-SSW-Richtung, was ebenfalls eine Ausrichtung entsprechend dem regional vorherrschenden Strukturtrend bedeutet.

Der Iconha-Batholith, bestehend aus den drei Einzelplutonen Alfredo Chaves, Iconha und Rio Novo do Sul, liegt auf bzw. in der direkten Fortsetzung des Batatal-Lineaments, das möglicherweise eine steilstehende duktile Scherzone, ähnlich dem Guaçuí-Lineament darstellt. Allerdings ist die wahre Natur dieser Struktur noch nicht geklärt.

Ebenso scheint auch der Estrela-Granitoid strukturegebunden intrudiert zu sein, wie es für ähnliche Körper anderswo vermutet wird (FRIEND, 1983): Der Körper weist eine sehr ausgeprägte Längung in der Richtung des regionalen NNE-SSW-Strukturtrends auf und scheint direkt an das Guaçuí-Lineament, das seine westliche Begrenzung bildet, gebunden zu sein.

3.2.4. DISKORDANTE GRANITSTÖCKE, GRANITGÄNGE, PEGMATITE

Diskordante Granitstöcke und -gänge treten im Raum Jerônimo Monteiro - Castelo auf. Einer dieser Körper (Araçuí) erreicht eine Größe von etwa 8km², die anderen sind jedoch kleiner als 1km². Granitgänge können bis 10m mächtig werden. Solche Gänge durchschlagen auch die komplexen Plutone.

Im Gegensatz zu den Graniten der komplexen Plutone findet sich in den diskordanten Granitstöcken häufig kantiges Xenolithmaterial aus den in der Nachbarschaft anstehenden Gesteinen (Estrela-Granitoid, gebänderte Gneise). Gelegentlich sind Gneise und Migmatite von einem Netzwerk granitischer Gänge agmatisch zerlegt (vgl. auch BAYER, 1987; Abb. 8.12.). Es handelt sich um einen mittelkörnigen, schwach porphyrischen, reichlich titanitführenden Granit (sog. Titanitgranit). Oligoklas und mikroperthitischer Mikroklin belegen die Kristallisation unter Subsolvus-Bedingungen, wie sie für Granite der tieferen Krustenniveaus zu erwarten sind (HUGHES, 1982).

Im Gegensatz zu anderen Gebieten in Ostbrasilien (NW Espírito Santo/NE Minas Gerais) ist das Arbeitsgebiet relativ arm an Pegmatiten. Einige Körper im Raum Mimoso do Sul werden auf Edelsteine (Aquamarin, Topas) abgebaut. Im Bereich von Caparaó finden sich weitere Pegmatitvorkommen.

Absolute Altersdatierungen der diskordanten Granitstöcke liegen noch nicht vor. Aufgrund der oben beschriebenen relativen Altersbeziehungen zu den komplexen Plutonen und zum Estrela-Granitoid sind sie wohl zusammen mit den Pegmatiten magmatischen Aktivitäten der ausgehenden Brasiliano-Metamorphose zuzuordnen.

3.3. METAMORPHOSE UND "BRASILIANO"-MAGMATISMUS IM ARBEITSGEBIET

Die metamorphen Serien im Arbeitsgebiet gehören zu einem hochmetamorphen Gneis/Migmatit-Areal des Ribeira Mobile Belt im südlichen Espírito Santo. Im westlichen Teil (Raum Espera Feliz - Alegre) sind überwiegend granulitfazielle Gneise und Migmatite aufgeschlossen. Im östlichen Teil (Raum Alegre - Jerônimo Monteiro) dominieren Bändergneise und Migmatite der oberen Amphibolitfazies. Bereichsweise sind Gesteine beider Faziestypen eng miteinander assoziiert und zeigen fließende Übergänge. Suprakrustalgesteine (Marmore, Kalksilikatgesteine und Quarzite) sowie Amphibolite finden sich im gesamten Arbeitsgebiet als Einschaltungen in Gneisen und Migmatiten.

In den granulitfaziellen Gesteinen ist die Überprägung eines älteren Reliktgefüges durch ein jüngeres granoblastisches Gefüge zu erkennen (Kap. 3.1.1.). Bereichsweise ging mit dieser Gefügeüberprägung eine durchgreifende Migmatisierung einher. Die amphibolitfaziellen Bändergneise und Migmatite zeigen granoblastisches Gefüge. Ein älteres Reliktgefüge ist in diesen Gesteinen nicht erhalten geblieben. Migmatisierung und Metatexis sind in diesen Gesteinen weit verbreitet.

Dem Reliktgefüge der granulitfaziellen Gesteine entsprechen in Orthopyroxengesteinen die Paragenesen Orthopyroxen + Klinopyroxen + Plagioklas und Orthopyroxen + Plagioklas, für die Bildungsbedingungen von $P_{fluid} < P_{tot.} = 7-9\text{kb}$ und Temperaturen $>750^{\circ}\text{C}$ zu erwarten sind (Kap. 3.1.1.). In Granatgneisen ist die reliktsche Paragenese Sillimanit + Granat + Spinell zu beobachten, in leukokraten Lagen granulitfazieller Bändergneise und Migmatite Sillimanit + Granat $\pm$ Biotit.

Bei der jüngeren Überprägung entstand in Orthopyroxengesteinen die Paragenese Klinopyroxen + Granat $\pm$ Amphibol entsprechend der Hornblende-Granat-Klinopyroxen-Subfazies der Granulitfazies. Die Bildungsbedingungen hierfür liegen im Bereich von 6-8kb und 750-830°C (Kap. 3.1.1.). In Granatgneisen und den leukokraten Lagen der granulitfaziellen Bändergneise und Migmatite entstand Sillimanit + Granat $\pm$ Biotit als jüngere Paragenese.

Amphibol- und Amphibol-Biotit-Bändergneise und -Migmatite zeigen Mineralparagenesen der oberen Amphibolitfazies, die weniger aussagekräftig sind. In diesen Gesteinen kam es zwar noch nicht zur Bildung von Pyroxenen, doch reichten die Temperaturen aus für tiefgreifende Migmatisierung und Anatexis (Estrela-Granitoid).

Hohe Temperaturen spiegeln auch die Paragenesen Klinopyroxen + Quarz und Granat + Quarz in Kalksilikatgesteinen wider, die bei Drucken von 6-7kb Bildungstemperaturen von 620-740°C erwarten lassen (Kap. 3.1.1.).

Das Nebeneinander und die graduellen Übergänge von amphibolitfaziellen und granulitfaziellen Gesteinen innerhalb desselben Krustenniveaus, besonders im westlichen Arbeitsgebiet, sind bemerkenswert. Mit Vertikalversätzen einzelner Blöcke, die Gesteine unterschiedlicher Krustenniveaus nachträglich in dieselbe Position gebracht hätten (SCHULZ-KUHNT, 1985), ist dies nicht erklär-

bar. Es sind keine Störungen nachgewiesen, die solche Vertikalversätze erkennen ließen. Ein solcher Mechanismus wäre auch bei der kleinräumigen Verzahnung und den graduellen Übergängen kaum vorstellbar. Lateralbewegungen an Scherzonen, wie z.B. dem Guaçuí-Lineament, kommen dabei ebensowenig in Betracht. Gesteine beider Faziestypen kommen außerdem beiderseits des Lineaments vor (Abb2.3.).

Demnach befanden sich die Gesteine, wie sie heute miteinander vergesellschaftet sind, auch während der jüngsten Metamorphose miteinander im selben tiefkrustalen Niveau.

Diese jüngste Metamorphose wirkte sich in den granulitfaziellen Gesteinen retrograd aus (Hornblende - Klinopyroxen - Granat-Subfazies), in amphibolitfaziellen Gesteinen verlief sie prograd. Bereichsweise führte sie zu Migmatisierung und Anatexis.

JANARDHAN et al. (1982) und FRIEND (1983) bringen eine plausible Erklärung für die Vergesellschaftung und die Übergänge amphibolitfazieller in granulitfazielle Gesteine im südlichen Indien (Karnataka). Demzufolge sind unterschiedliche CO₂- bzw. H₂O-Konzentrationen die Ursache für eine prograde Umwandlung von amphibolitfaziellen Gneisen bzw. Migmatiten in Charnockite. Hohe CO₂-Konzentrationen bewirken eine "Austrocknung" der Gesteine und die Bildung wasserfreier granulitfazieller Mineralparagenesen. Hohe H₂O-Konzentrationen dagegen ermöglichen das Bestehenbleiben amphibolitfazieller Paragenesen und die Bildung anatektischer Schmelzen. Migmatisierung und Bildung anatektischer Massive sind u.a. ein Charakteristikum hochgradig metamorpher Areale (vgl. NEWTON & HANSEN, 1983).

Das Arbeitsgebiet ist ebenfalls ein hochgradig metamorphes Gebiet, und der Estrela-Granitoid stellt augenscheinlich ein solches Massiv dar. Graduelle Übergänge zu den umgebenden Bändergneisen (vgl. auch FONSECA et al., 1979) und die ähnliche Zirkonmorphologie (SÖLLNER et al., 1987) zu den Metamorphiten stützen diese These. Andererseits sprechen scharfe, diskordante Kontakte, wie sie in manchen Bereichen zu beobachten sind, gegen eine in situ-Anatexis, sondern für einen mehr intrusiven Charakter. Solche Phänomene, graduelle Übergänge einerseits, intrusive Kontakte andererseits, sind auch von anderen großen Granitoidmassiven beschrieben, den Closepet-Graniten im südlichen Indien (FRIEND, 1983), dem Central Gneiss Complex der Coast Mountains in British Columbia (HUTCHISON, 1970; 1982) sowie von Granit/Gneis-Komplexen in Schweden (WIKSTRÖM, 1984). Die Sr-Isotopenverteilung im Estrela-Granitoid spricht für eine Beteiligung von Material aus noch größeren Krustentiefen. Magmatisch gebildeter Epidot im Estrela-Granitoid deutet auf Kristallisationsbedingungen unter Drücken bis 8 kb hin (vgl. NANEY, 1983; ZEN & HAMMARSTROM, 1984). Absolute Altersdatierungen (U-Pb an Zirkonen, SÖLLNER et al., 1987) ergaben ein Intrusionsalter von 580 ± 20, -6 Ma, was in die Hauptphase des Brasiliano-Ereignisses fällt (vgl. Kap. 2.3.).

Die Metamorphosealter eines Metatextits und eines Quarzits aus dem Arbeitsgebiet werden mit 590 ± 2, -4 Ma angegeben (U-Pb an Zirkonen, SÖLLNER et al., 1987), was in den gleichen Zeitraum fällt. Das Zirkonalter liegt bei ca. 2055 Ma (SÖLLNER et al., 1987)

Zusammenfassung

Die granulitfaziellen Gesteine im Ribeira Belt werden altersmäßig allgemein in das Archaikum eingestuft (FONSECA et al., 1979; PROJETO RADAMBRASIL, 1983; SCHOBENHAUS et al. 1984). Eine durchgreifende Reaktivierung, d.h. eine Metamorphose unter granulitfaziellen Bedingungen, erfuhren diese Gesteine während des Transamazónico-Ereignisses vor ca. 2000 Ma (SIGA et al., 1982).

Demzufolge lassen sich die älteren Paragenesen der Orthopyroxen- und Granatgneise einer granulitfaziellen Metamorphose während des Transamazónico-Ereignisses zuordnen. Die jüngeren Paragenesen entstanden während des Brasiliano-Ereignisses (680 - 450 Ma), das die Bedingungen der oberen Amphibolitfazies, bereichsweise wohl auch der Granulitfazies, erreichte und zu Migmatisierung und Anatexis führte.

Der Estrela-Granitoid (Intrusionsalter: 580 ± 20 , - 6 Ma) gibt Zeugnis von dieser erneuten tiefgreifenden Reaktivierung während des Brasiliano-Ereignisses, mit dem eine langdauernde magmatische Aktivität verbunden war.

Gabbro- bis gabbroide Intrusionen, wie sie die Komplexe von Jacutinga, Itaoca und Santa Maria, repräsentieren möglicherweise "early basic intrusions" im Sinne von REGAN (1985).

Danach erfolgte die Intrusion komplex gebauter, konzentrischer Plutone, deren Intrusivsuite von Gabbros und Dioriten bis Graniten bzw. Syenomonzoniten reicht. BAYER (1987) trennt nach strukturellen Gesichtspunkten eine ältere Gruppe (Aracé-, Alto Chapeu- und Garrafao-Pluton) von einer jüngeren, zu der die Plutone von Venda Nova, Castelo, Torre, Conceição do Muqui und Santa Angélica gehören. Für den Santa Angélica-Pluton wird ein Alter von 513 ± 8 Ma angegeben (SÖLLNER et al., 1987), der Torre-Pluton ist mit ca. 490 Ma (SÖLLNER, mdl. Mttlg., Sept. 1987) noch deutlich jünger. Charakteristisch für alle diese kalkalkalischen Plutone ist ein inverser Bau (Kap. 4.1), die Vergesellschaftung und Mischung basischer und saurer Magmen (Kap. 5. und Kap. 6.) sowie der diapirische Intrusionsstil (Kap. 7.).

Die magmatische Aktivität des Brasiliano-Ereignisses klingt aus mit der Intrusion von diskordanten Granitstöcken und -gängen sowie von Pegmatiten, deren Alter mit etwa 460 Ma angegeben wird (vgl. Kap. 2.3.).

4. DER SANTA ANGÉLICA-PLUTON: GEOLOGISCHER BAU, GESTEINS-EINHEITEN UND VERBANDSVERHÄLTNISSE

Morphologie

Der Santa Angélica-Pluton zeigt etwa elliptische Ausstrichform. Seine Längsachse erstreckt sich in NE-SW-Richtung und mißt etwa 16km, die kurze Achse hat eine Länge von knapp 10km. Seine Fläche entspricht mit ca. 150km² den Dimensionen eines durchschnittlichen Granitoidkomplexes, wie sie PITCHER (1979) angibt.

Er erhebt sich in Form eines markanten Massivs über das umgebende Hügelland. Morphologisch läßt sich der Pluton in zwei unterschiedlich große Teilbereiche gliedern (Abb. 4.1.):

Im Nordosten bilden die beiden Massive Travessao (1343m) und Carneiro (1250m) einen in sich kaum gegliederten Bergstock. Durch einen Taleinschnitt (Riberão Monte Cristo) ist er vom südlichen, wesentlich größeren Hauptteil des Intrusivkörpers getrennt.

Der Hauptteil weist einen schüsselartigen Bau auf: Ein tief erodierter Zentralbereich um die Ortschaft Santa Angélica wird von verschiedenen Bergzügen wallartig umgeben: Pedra da Barra (643m) und Pedra da Pomba (697m) im S und SW, Pedra da Severina (976m), Serra da Lesma (1176m) im W und NW sowie Serra do Pireneu (1210m) im N. Die genannten Berge zeigen die für diese Landschaft typische Zuckerhutform oder bilden langgestreckte, runde Rücken. Ihre Außenflanken, glatte, gewölbte Steilwände, die die Umgebung bis an die 700m überragen, stellen die Grenzen des Plutons zum Nebengestein dar.

Geländearbeiten

Die Kartierung des Santa Angélica-Plutons wurde in Zusammenarbeit mit Heinrich Horn (HORN, 1987) und Peter Bayer (BAYER, 1987) durchgeführt. Dem Ziel der vorliegenden Arbeit entsprechend, die Koexistenz basischer und saurer Magmen im Pluton zu untersuchen, wurden der Nordwestteil (Region Lambari Frio - Paulista) und der Westteil (Region Pedra da Severina, Serra da Lesma, Serra do Pireneu), ein Gebiet von gut 50km², vom Autor selbst in Form einer Aufschlußkartierung (Maßstab 1:25000) aufgenommen. Bei allgemein sehr schlechten Aufschlußbedingungen sind die Mischgesteinszonen in diesem Bereich des Intrusivkörpers z.T. exzellent aufgeschlossen. So wurden an der Serra da Lesma und bei Lambari Frio die Übergänge von basischem zu saurem Gestein in mehreren Spezialprofilen detailliert aufgenommen und beprobt (Abb. 6.1.).

Um einen Überblick über die basischen Zentralgesteine zu gewinnen, wurde vom Autor auch noch ein Teil des östlichen Zentralbereichs (Region Córrego Santa Angélica, Córrego Moinho und Córrego Bela Aurora) kartiert, ein Gebiet von etwa 8-10km².

Ein SE/NW Querprofil entlang der Straße zur Ortschaft Santa Angélica erfaßt die gesamte Palette der Intrusivgesteine. Das Profil gabelt sich etwa im Zentrum der Intrusion in einen zweiten, NS verlaufenden Ast entlang dem Córrego do Moinho, der die intensiv durchmischten Bereiche an der Serra do Pireneu erfaßt (Abb. 4.1. und Abb. A1).

Insgesamt wurden etwa 220 Proben des Santa Angélica-Plutons mikroskopisch untersucht und petrographisch bearbeitet (Kap. 4.2.; Abb. A.1. im Anhang).

Bei einigen mehrtägigen Aufenthalten im Castelo- sowie im Venda Nova-Pluton zum Zweck der Probennahme im Rahmen einer ersten Übersichtskartierung (HORN, 1987) und auf Exkursionen zum Rio Novo do Sul-Pluton und dem Gabbonoritkomplex von Jacutinga (bei Mimoso do Sul), konnte sich der Autor einen Überblick über weitere Plutone des Ribeira Mobile Belt im südlichen Espírito Santo verschaffen. Erste petrographische Untersuchungen (Charakterisierung der Intrusivgesteinsserien, Modalanalytik) wurden vom Autor bereits vorgelegt (BAYER et al., 1987).

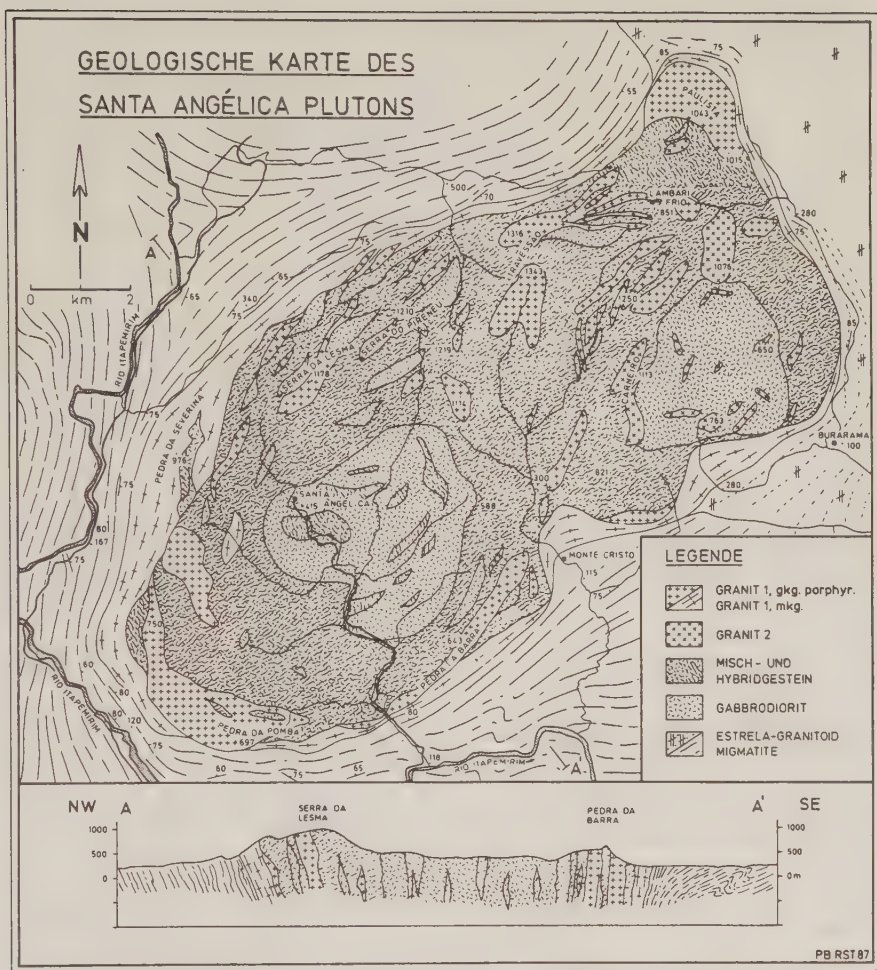
In den folgenden Abschnitten werden der geologische Bau des Santa Angélica-Plutons kurz skizziert und die Intrusivgesteine charakterisiert. Großer Wert wurde auf eine eingehende und an Einzelbeispielen detailliert ausgeführte Darstellung der Verbandverhältnisse der Intrusivgesteine gelegt, da diese im Maßstab 1:50000 der Geologischen Karte (Abb. 4.1.) nicht aufzulösen sind. Die Geländebeobachtungen geben jedoch bereits konkrete Hinweise auf Ursachen und Vorgänge bei der mechanischen Vermengung basischer und saurer Magmen und deren Hybridisierung und sind deshalb von essentieller Bedeutung.

Da für eine einigermaßen klare und übersichtliche Darstellung der Gesteinsverteilung und der Verbandverhältnisse in der Geologischen Karte (Abb. 4.1.) notgedrungen auf viele Details verzichtet werden mußte, wurden folgende Kriterien für die Gesteinsklassifizierung in der Karte getroffen:

- Bereiche, wo saure Gesteine so stark dominieren, daß basische Gesteinseinheiten im Kartenmaßstab nicht auszuhalten waren, wurden einheitlich als Granit kartiert.
- Umgekehrt wurde ebenso mit Bereichen vorherrschend basischer Gesteine verfahren und einheitlich als Gabbrodiorit kartiert.
- Bereiche schlieriger Vermengung basischer und saurer Gesteine, verbunden mit dem Auftreten intermediärer Hybridgesteine, wurden, wo eine getrennte Darstellung im Kartenmaßstab nicht möglich war, als Misch- und Hybridgesteine ausgehalten.

Geologischer Bau, Gesteinseinheiten und ihre Verbandsverhältnisse

Die Gesteinseinheiten des Santa Angélica-Plutons gehören im wesentlichen zwei Hauptgruppen an: einer basischen, bestehend aus gabbroiden Gesteinen und einer sauren, bestehend aus Graniten. Der Pluton weist einen inversen Bau auf, d.h. im Zentrum sind überwiegend basische Gesteine anzutreffen, während am Rand Granite dominieren. Allerdings handelt es sich dabei nicht um einen klar gegliederten, konzentrischen Zonarbau, wie bei vielen anderen Plutonen im südlichen Espírito Santo, z.B. den Torre-, Castelo- und Venda Nova-Plutonen.



Basische und saure Gesteine im Santa Angélica-Pluton zeigen überaus komplexe Verbandsverhältnisse (Abb. 4.1. und Kap. 6.1.). Die dunklen, gabbroiden Gesteine werden von hellen, grobkörnigen Granitschlieren durchzogen, und bereichsweise sind regelrecht "marmorierte" Bereiche anzutreffen (vgl. Kap. 4.3.), wo Granit und Gabbro intensiv miteinander vermischt erscheinen.

In solchen sog. Mischgesteinszonen sind innerhalb weniger Meter, oft sogar innerhalb von Zentimetern alle Übergänge von gabbroider über intermediäre bis granitischer Zusammensetzung zu beobachten (vgl. Kap. 5.5.). Deshalb werden diese Gesteine als Hybridgesteine bezeichnet.

Mischgesteinszonen mit Hybridgesteinen sind im gesamten Santa Angélica-Pluton verbreitet und beschränken sich nicht wie in anderen Plutonen (z.B. Venda Nova-, Castelo-Plutone) auf eine schmale ringförmige Zone.

Die Gesteinsstrukturen (Schlieren, Mineralregelung) sind im wesentlichen konzentrisch angeordnet, d.h. Granitschlieren sind insgesamt etwa konzentrisch um das Intrusionszentrum herum angeordnet und verlaufen im Randbereich kontaktparallel. Ebenso verhält es sich mit der Fließregelung der Großkristalle im Granit.

Der kleinere Nordostteil des Santa Angélica-Plutons (Region Carneiro) scheint ein eigenes Zentrum innerhalb des Gesamtkomplexes zu bilden. Allerdings sind die Übergänge zum Hauptkomplex fließend, und die Gesteine entsprechen in Ausbildung, Zusammensetzung sowie in den Mischungsstrukturen denen des Hauptkomplexes.

4.1. GABBRODIORIT

Gabbrodiorit zeigt braungraue Verwitterungsfarben, am frischen Bruch ist er mittel- bis dunkelgrau. Das Gestein tritt in zwei Varietäten auf, einer richtungslos grobkörnigen und einer feinkörnigen, mit Fluidalregelung. Feinkörniger Gabbrodiorit zeigt zur groben Varietät sowohl scharfe Kontakte als auch fließende Übergänge, ist allerdings mengenmäßig nur wenig verbreitet.

Plagioklas, dunkelgrüner Pyroxen, reichlich Erz und Biotit sind makroskopisch erkennbare Gemengeteile. Letzterer bildet großflächige (bis 10cm^2), von Plagioklas und Pyroxen durchsetzte Aggregate. Amphibol ist nur im Einflußbereich von Granitschlieren erkennbar. Dort zeigt auch grobkörniger Gabbrodiorit Fluidaltextur, und es tauchen bis zu 5cm große Kalifeldspat- und bis 2.5cm große, eiförmige Quarzeinsprenglinge auf sowie lockere Ansammlungen bzw. Aggregate solcher Einsprenglinge. Kalifeldspateinsprenglinge zeigen schmale, 1-5mm breite Plagioklassäume, während Quarz von dunklen Mafitansammlungen umgeben ist (vgl. Kap. 5.5.) In diesen Bereichen geht Gabbrodiorit kontinuierlich über in basische Hybridgesteine dioritischer Zusammensetzung. Eine klare und eindeutige Abgrenzung ist jedoch unmöglich (vgl. Kap. 5.5.).

Kennzeichnend für den feinkörnigen Gabbrodiorit sind Fluidaltex-
tur und porphyrisches Gefüge mit makroskopisch erkennbaren Pla-
gioklas- (Größe bis 1cm) und Pyroxeneinsprenglingen (Größe bis
0.5cm). Gelegentlich finden sich einige Zentimeter große Ein-
schlüsse grobkörnigen Gabbrodiorits (Abb. 5.27). Ebenso wie beim
grobkörnigen Gabbrodiorit treten Kalifeldspat- und Quarzein-
sprenglinge sowie zentimetergroße Mafitaggregate ("mafic clots")
im Einflußbereich von Granitschlieren auf.

Grobkörniger und feinkörniger Gabbrodiorit treten in enger Nach-
barschaft zueinander auf, oft mit fließenden Übergängen, ge-
legentlich auch mit scharfen Kontakten. Sowohl schlierige
Durchmischung als auch agmatische Zerlegung von grobkörnigem zu
feinkörnigem Gabbrodiorit wurde beobachtet (HORN, 1987).

Das Vorkommen von feinkörnigem Gabbrodiorit beschränkt sich je-
doch auf den Zentralbereich des Plutons, während die grobkörnigen
basischen Gesteine über die gesamte Fläche verteilt vorkommen.
Sie bilden größere homogene Bereiche zwischen Granitschlieren.

4.2. GRANITE

Allanit-Granit (Granit 1)

In der typischen Ausbildung handelt es sich um einen riesenkörni-
gen, porphyrischen, allanitführenden Granit. Die Farbe am fri-
schen Bruch ist gelblich, seltener auch hellgrau. Das Gestein
weist eine ausgeprägte Fließtextur auf, hervorgehoben durch die
Regelung der Kalifeldspateinsprenglinge, die den Hauptanteil des
Gesteins bilden (oft > 60 Vol%).

Die hypidiomorph ausgebildeten Großfeldspäte erreichen bis 8cm
Länge. Sie lassen zonare Perthitentmischung erkennen, weisen
jedoch keine Ummantelung auf. Quarz bildet längliche xenomorphe
Körner, die bei maximal 0.8cm Breite bis zu 4cm lang sein können.
Die feinerkörnigen Matrixminerale "umfließen" Großfeldspäte und
Quarzkörner oder sammeln sich auf den Zwickelplätzen.

Neben Feldspat und Quarz ist Biotit vorherrschendes Matrixmine-
ral. Amphibole treten seltener auf. Unter den Akzessorien fällt
besonders Allanit auf. Die braunen idiomorphen Körner von maximal
0.5cm Größe sind von einem rotbraun verfärbten Hof umgeben.
Ausgehend von einem Allanitkorn durchziehen Radialrisse die an-
grenzenden Nachbarminerale. Dies ist auf den metamikten Zustand
des Allanits und eine Größenzunahme, bedingt durch die Alterie-
rung, zurückzuführen.

Gelegentlich wird reichliche Titanitführung, oft in Körnern bis
2mm Größe beobachtet. Makroskopisch erkennbar sind außerdem Mag-
netit und Sulfiderze.

Typischerweise führt Granit 1 häufig Diorit- oder Granodioritein-
schlüsse, die oft etliche Meter groß sind. Im Bereich von Misch-
zonen treten Dioritschollen in ganzen Scharen auf, die den grob-
körnigen Granit durchsetzen (vgl. Kap. 4.3.).

Nebengesteinseinschlüsse scheinen im Allanit-Granit dagegen kaum aufzutreten. HORN (1987) erwähnt zwar einige dunkle Einschlüsse im Randbereich der Intrusion (Region Pedra da Barra), die er für Nebengesteinseinschlüsse hält. Er führt aber keine petrographischen oder geochemischen Belege für diese Vermutungen an.

Granit-Varietäten

Allanit-Granit tritt auch in einer zweiten, feinerkörnigen Varietät auf, die sich durch das weitgehende oder völlige Fehlen von Großfeldspäten von der Normalfazies unterscheidet. Da die Übergänge zwischen diesen beiden Varietäten fließend sind, lassen sie sich nicht scharf voneinander trennen. Feinerkörniger Granit 1 kommt in kleineren, geringmächtigen Schlieren vor und als Spaltenfüllungen in Agmatitbereichen (vgl. Kap. 4.3.).

Eine dritte, mittel- bis grobkörnige, schwach porphyrische Varietät zeigt ein ausgeprägtes flaseriges Parallelgefüge. Die augigen Feldspateinsprenglinge erreichen bis 3cm Größe. Sie ist ebenfalls schlierig vermergt mit intermediären Hybridgesteinen oder führt zahllose länglichovale Dioriteinschlüsse. Dieser Granittyp ist auf den äußeren Randbereich des Plutons beschränkt (Abb. 4.1.).

In seiner typischen Ausbildung ist Granit 1 im Gesamtbereich der Intrusion anzutreffen, wenn auch in dem morphologisch ausgeprägten Randwall häufiger als im tief erodierten Zentralbereich.

Er bildet unterschiedlich mächtige (wenige Dezimeter bis etliche Zehnermeter), in ihrer Längserstreckung oft über mehr als hundert Meter aushaltende Schlieren, die in ihrem Verlauf und an ihren Rändern in immer kleinere Gebilde auffiedern. Der Vergleich verschiedener Geländeanschnitte zeigt, daß die dreidimensionale Gestalt der Schlieren etwa flammen- bis fahnenförmig, d.h. in sich verbogen bzw. gekrümmt ist. Größere Schlierenkörper stehen sehr steil oder saiger und verlaufen etwa kontaktparallel, kleinere Schlieren dagegen können völlig irreguläre Lagen einnehmen, d.h. sie liegen schräg oder horizontal. Die Textur des Granits, verdeutlicht durch die Parallelregelung der Großfeldspäte, verläuft in Richtung bzw. Längserstreckung der Schlieren.

Granit 1 zeigt Übergänge zu einem zweiten Granittyp (Granit 2), der vorwiegend im morphologisch höhergelegenen NE-Teil des Plutons aufgeschlossen ist (Region Lambari Frio/Carneiro).

Titanit-Granit (Granit 2)

Titanit-Granit oder Granit 2 hat hellgraue Farbe, ist richtungslos mittelkörnig, gleichkörnig oder auch schwach porphyrisch.

Hypidiomorphe Feldspateinsprenglinge erreichen 1-2cm Größe und sind regellos und ungleichmäßig in einer Matrix aus Quarz, Feldspat und Biotit verteilt.

Granit 2 führt reichlich Titanit in idiomorphen bis 2mm großen Körnern. Allanit tritt im Vergleich zu Granit 1 eher selten auf. Granit 2 ist hauptsächlich im NE-Teil des Plutons verbreitet, wo er bereichsweise Übergänge zu Granit 1 zeigt. Er kommt auch in Form diskordanter Stöcke und Gänge im Nebengestein vor.

4.3. MISCHGESTEINSZONEN MIT HYBRIDGESTEINEN

BEGRIFFS-DEFINITIONEN

Die Begriffe Hybridgesteine und Mischgesteinszonen bzw. Mischzonen schließen bereits die Vorgänge ein, die zur Bildung dieser Gesteine beitrugen: Die mechanische Vermengung wenigstens zweier Magmen führt durch zunehmende Homogenisierung zur Entstehung eines Hybridmagmas, aus dem Hybridgesteine auskristallisieren.

Die in dieser Arbeit immer wieder gebrauchten Begriffe Magmenmischung, mechanische Vermengung und Hybridisierung bzw. Mischgesteine, Mischgesteinszonen und Mischzonen bzw. Hybridgesteine werden in Anlehnung an eine Definition von WIEBE (1980) wie folgt verwendet (englische Synonym-Begriffe werden mit eingeführt):

Magmenmischung, mechanische Vermengung, Hybridisierung

Magmenmischung wird als übergeordneter, umfassender Begriff gebraucht: Darin sind alle Arten und Größenordnungen sowie letztlich auch die Auswirkungen wechselseitiger Interaktion unterschiedlicher Magmen zusammengefaßt, die in den heute vorliegenden Gesteinen zu beobachten sind.

Magmenmischung ("magma mixing") ist ein kontinuierlicher Prozeß, der untereinander zusammenhängende, zeitlich aufeinanderfolgende Vorgänge umfaßt. Im Ausgangsstadium kommen Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung miteinander in Kontakt und werden mechanisch vermengt ("mechanical mixing" oder "commingling").

Mit der mechanischen Vermengung sind Homogenisierungs- und Diffusionsvorgänge verbunden, welche die Unterschiede zwischen den beteiligten (sich mischenden) Ausgangsmagmen zusehens verwischen. Für diese komplexen Vorgänge wird der Begriff Hybridisierung verwendet. Im Lauf der Zeit entwickelt sich dabei ein Hybridmagma, dessen Zusammensetzung in Abhängigkeit vom Mischungsverhältnis zwischen den Zusammensetzungen der beteiligten Ausgangsmagmen liegt. Das Endstadium der Mischung ("endstage hybridization") ist ein in sich homogenes Hybridmagma, das die an der Mischung beteiligten Ausgangsmagmen nicht mehr ohne weiteres erkennen läßt.

Die mechanische Vermengung muß jedoch nicht notwendigerweise mit Hybridisierung verbunden sein, wenn gravierende physiko-chemische Unterschiede (Temperatur, Viskosität, Zusammensetzung) der kontrastierenden Magmen ihre Mischung verhindern (vgl. Kap. 4.5.). Genausowenig muß Magmenmischung nicht notwendigerweise das Endstadium völliger Homogenisierung erreichen, z.B. wenn hohe Viskosität der beteiligten Magmen oder ihre Konsolidierung dies verhindern. Auf diese Weise können typische Durchmischungsstrukturen und -Texturen sowie unterschiedliche Zusammensetzungen in Gesteinen aus Mischzonen konserviert bleiben und die Durchmischungsvorgänge heute noch widerspiegeln.

Mischgesteine, Mischgesteinszonen, Mischzonen:

Es handelt sich um Gesteine bzw. Gesteinsbereiche (Aufschlüsse, Handstücke), die in ihrer Zusammensetzung, Struktur und Textur sehr inhomogen sind. D.h. diese Parameter können sich im Bereich von Metern, ja sogar innerhalb weniger Zentimeter abrupt oder kontinuierlich verändern. In den Mischzonen sind, soweit makroskopisch feststellbar, sowohl die an der Mischung beteiligten Ausgangsmagmen als auch die Mischungsprodukte als Gesteine nebeneinander noch erkennbar. Mischgesteinszonen sind im gesamten Santa Angélica-Pluton weit verbreitet.

Hybridgesteine

Hybridgesteine sind ein Produkt der Magmenmischung und treten folglich auch in Mischgesteinszonen auf. Sie sind in sich relativ homogen, weshalb an Hybridgesteinen, für sich genommen, Art und Zusammensetzung der an der Mischung beteiligten Ausgangsmagmen makroskopisch nicht mehr ohne weiteres erkennbar sind. Einsprenglingsminerale können Aufschluß über die Natur der Ausgangsmagmen geben, wie z.B. im Santa Angélica-Pluton. Dort sind die Hybridgesteine von dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung.

Die komplexen Verbandsverhältnisse im Santa Angélica-Pluton, wo in Mischzonen basische und saure Gesteine auf engstem Raum miteinander vorkommen oder fließend ineinander übergehen, erschweren eine räumliche und/oder kompositionelle Abgrenzung oder machen sie überhaupt unmöglich. Häufig ist die Abgrenzung eine Frage des Größenmaßstabs, dieser reicht oft bis in mikroskopische Dimensionen hinein (vgl. Abb. 4.12., 4.13., 5.12.).

Aus diesem Grund ist es notwendig, die charakteristischen Strukturen und Texturen der Gesteine in Mischgesteinszonen eingehend und detailliert zu erläutern. Denn mit der exakten Darstellung der Phänomene im Gelände stehen und fallen ihre Deutung, die Interpretation petrographischer und geochemischer Ergebnisse sowie letztlich auch Modellvorstellungen zur Genese des Santa Angélica-Plutons.

Nach dem in Mischgesteinszonen vorherrschenden Gesteinstyp lassen sich jeweils verschiedene Mischgesteinsstrukturen unterscheiden. In Bereichen, wo Granit den vorherrschenden Gesteinstyp bildet, treten Diorit- und Granodiorit-Schollen und -Bänder auf. Zonen mit vorherrschend basischen oder intermediären Gesteinen sind von Granitschlieren und -bändern durchzogen. Dies sind bei weitem die häufigsten Mischungsstrukturen im Santa Angélica-Pluton.

Auf die Bedeutung der jeweils vorherrschenden Gesteinsart (bzw. Magmentyps) für die Ausbildung und Art der Mischungsstrukturen wiesen KOUCHI & SUNAGAWA (1983; 1985) hin, die experimentell die mechanische Vermengung einer Basalt- mit einer Dacitschmelze simulierten: Basaltschmelze fing sich innerhalb von Dacit in Form kleiner Tropfen, während Dacit im Kontakt beider Schmelzen lang ausgezogene Schlieren und Bänder bildete. Außerdem veränderte sich die Zusammensetzung des Basalts innerhalb kurzer Zeit sehr viel drastischer als die von Dacit: Im Verlauf der mechanischen Vermischung bildete sich homogene Andesitschmelze in einem brei-

ten Bereich zwischen Basalt- und Dacitschmelze. Nur ein schmaler Kontaktbereich der Andesitschmelze war von relativ wenig veränderten Dacitschlieren durchzogen (KOUCHI & SUNAGAWA; Fig.1 u.2).

Eine Parallele findet sich im Santa Angélica-Pluton: Granitschlieren wurden nirgends in direktem Kontakt zu Gabbrodiorit gefunden. Sie treten grundsätzlich in bereits hybridisierten Gesteinsbereichen auf (vgl. Abb. 4.9., 4.10.). Auf die Ursachen hierfür wird in Kap. 5. eingegangen.

4.3.1. AGMATITE

Agmatite stellen eine Sonderform von Mischgesteinsstrukturen dar. Gesteine gabbroider bis dioritischer Zusammensetzung werden bereichsweise netzartig von Granitadern durchdrungen und in unregelmäßig kantige Blöcke zerlegt (Abb. 4.2.). Je nach der Mächtigkeit der Adern zeigt der Granit, der sie erfüllt, unterschiedliche Ausbildung. In dicken Adern tritt Allanit-Granit in der prophyrischen Varietät auf. Verengen sich die Zwischenräume, so "stauen" sich die sperrigen Großfeldspäte an den Engpässen. Dünne Adern sind von feinkörnigem Allanit-Granit mit Fluidalgefüge und straffer Paralleltextur erfüllt. Die Kontakte Diorit/Granit sind scharf, es sind jedoch keine Abschreckungssäume ausgebildet.

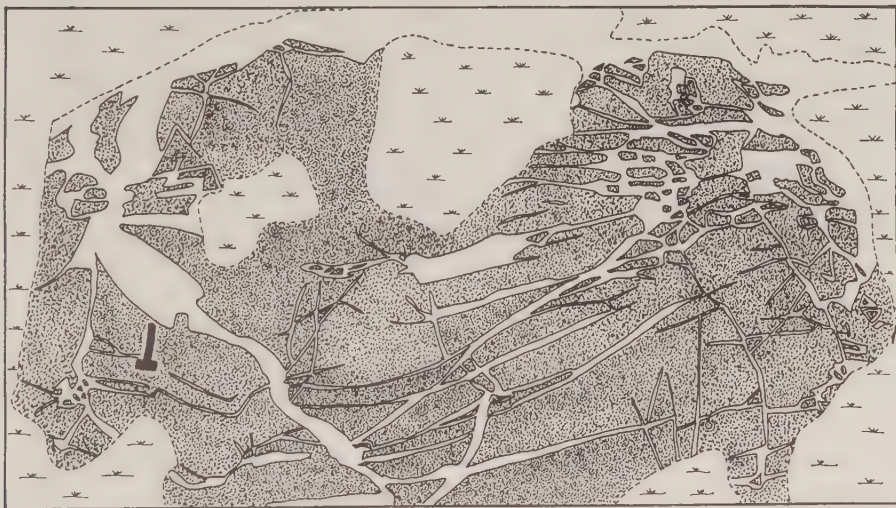


Abb. 4.2.: Agmatitbereich. Diorit (punktiert) ist von Granit (weiß) netzartig durchdrungen und in kantige Blöcke zerlegt. Übergänge zu Schlierenstruktur sind oben rechts erkennbar. Länge des Hammerschafts ca. 35cm;    Bewuchs; Zeichnung (P334) nach Photographie (aus BAYER et al., 1985) Serra da Lesma

In den Agmatitbereichen war das basische Gestein offensichtlich bereits soweit konsolidiert, daß es spröde reagierte, als es von Granit durchdrungen wurde.

Allerdings handelt es sich durchweg um kleine Areale, die immer auch Übergänge zu Schollen- und Schlierenstrukturen erkennen lassen (Abb. 4.2., rechts oben).

4.3.2. HYBRIDGESTEINS-SCHOLLEN IN GRANIT

Hybridgesteinsschollen in Granit treten in solchen Mischgesteinszonen auf, wo Granit mengenmäßig überwiegt. Es handelt sich um länglich-ovale, mittel- bis hellgraue, feinkörnige Einschlüsse von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Größe. Sie sind generell mit ihren Längsachsen parallel zur Fluidaltextur des Granits eingeregelt und mit ihr infolge magmatischen Fließens gewellt und gebogen (Abb. 4.3.). Die Megakristalle des Granits "umfließen" die Einschlüsse.

Die Kontakte zum umgebenden Granit erscheinen auf den ersten Blick scharf, was an der unterschiedlichen Korngröße liegt. Tatsächlich jedoch zerfließen die Grenzen, und der Granit in der Umgebung von Einschlüssen ist in der Regel bereits von feinkörniger Hybridmatrix durchdrungen (Abb. 4.4.).

Als erstes werden die Großfeldspäte von dunkler Matrix umgeben, werden so aus dem Gesamtverband gelöst und isoliert. Bei zunehmendem Hybridgesteinsanteil kann die Schollen- in eine Bänderstruktur übergehen, d.h. längliche Einzelschollen haben untereinander Kontakt und werden so zu schmalen langgestreckten Bändern, die mit der Fluidaltextur leicht gewellt sein können (Abb. 4.5.). Nimmt der Hybridgesteinsanteil gegenüber dem Granit überhand, so lösen sich Schollen- und Bänderstrukturen auf. Die Grenzen zum Granit zerfließen vollends, und das Granitgefüge wird zerstört. Locker zusammenhängende Quarz-Feldspataggregate oder einzelne Quarz- und Großfeldspateinsprenglinge aus dem Granit treiben regellos verteilt in dunkler feinkörniger Hybridmatrix (Abb. 4.6.).



Abb. 4.3.: Hybridgesteinsschollen (punktiert) in porphyrischem Allanit-Granit (weiß, Feldspateinsprenglinge angedeutet). Die Schollen sind in Richtung der Fließtextur des Granits geregelt, z.T. verbogen. Zeichnung nach Photographie (R410); S. do Pireneu

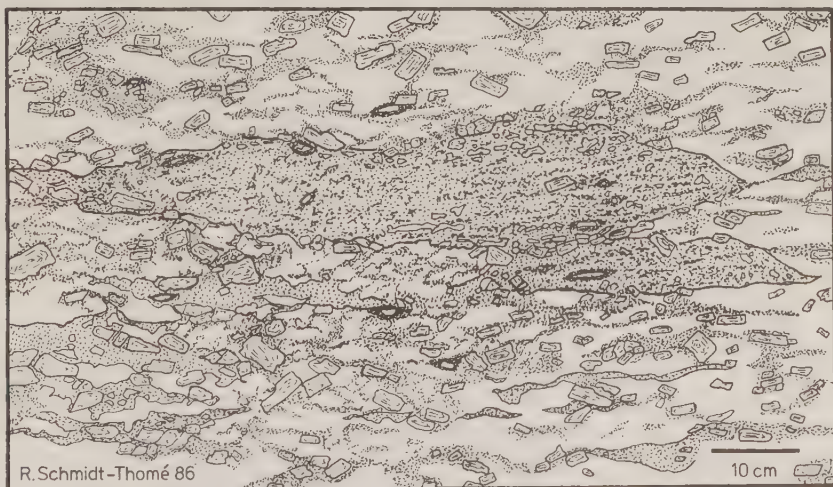


Abb. 4.4.: Hybridgesteinsscholle (punktiert) in porphyrischem Allanit-Granit (weiß). Großfeldspäte fluidalgerichtet. Grenzen der Scholle zu Granit meist fließend. Granit ist bereits von Hybridmatrix (punktiert) durchdrungen, die die Großfeldspäte "umfließt" und voneinander separiert (vgl. auch WIKSTRÖM, 1984; fig. 2; 1987b; figs. 3/4). Detailzeichnung Aufschluß P 216, P. da Pomba

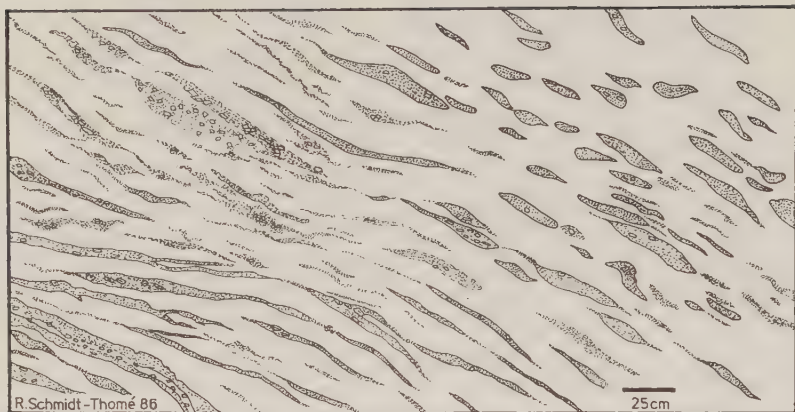


Abb. 4.5.: Schollen- und Bändertextur in porphyrischem Allanit-Granit (weiß). Parallelregelung von Bändern und Schollen entspricht der Fließtextur des Granits. Bei zunehmendem Hybridgesteinsanteil entwickelt sich aus der Schollen- eine Bändertextur. Aufschlußzeichnung nach Photographie (P 216); Pedra da Pomba

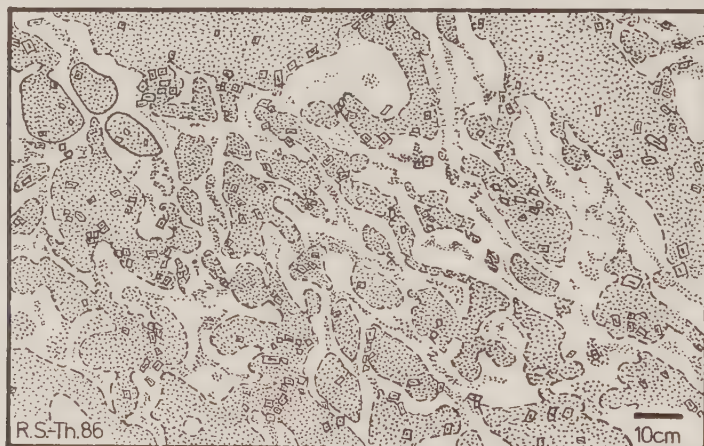


Abb. 4.6.: Auflösung der Schollenstruktur bei überhandnehmendem Hybridgesteinsanteil. Granit (weiß) wird völlig von dunkler Hybridmatrix durchdrungen, seine wird Textur zerstört. Locker zusammenhängende Feldspat-Quarz-Aggregate oder Einsprenglinge schwimmen in feinkörniger Hybridmatrix (punktiert). Aufschlußzeichnung nach Photographie (R 410); Serra da Lesma

4.3.3. GRANIT-SCHLIEREN UND -BÄNDER IN HYBRIDGESTEIN

Wo Hybridgestein mengenmäßig vorherrscht, treten Granitschlieren und -bänder auf. Das sind bei weitem die häufigsten Mischgesteinsstrukturen.

Die Breite der Schlieren und Bänder liegt zwischen wenigen Zentimetern und einigen Zehnermetern, ihre Länge kann einige hundert Meter betragen.

Mächtige Granitschlieren fiedern in ihrem Verlauf in zahlreiche kleinere auf (Abb. 4.7.). Diese dünnen weiter aus, werden immer stärker von dunkler Matrix durchdrungen und lösen sich schließlich in lockere Feldspataggregate und Einzelfeldspäte auf (Abb. 4.8.), die regellos in Hybridmatrix "schwimmen". Die helle feinkörnige Granitmatrix bildet lange, außerordentlich schmale (0.5cm bis 1.5cm Breite bei 0.5m bis 1.5m Länge) "Schnüre" zwischen den Feldspateinsprenglingen (vgl. Abb. 4.11.). Mit zunehmender Auflösung des Granitgefüges verliert sich auch die Parallelregelung der Großfeldspäte. Die aus dem Verband gelösten Kristalle sind rotiert und treiben regellos verteilt in feinkörniger Hybridgesteinsmatrix.

Wie bei der Auflösung der Schollenstruktur sind die Übergänge von Granitschlieren in Hybridgesteine fließend. Die Art der Durchmischungsstrukturen ist weitgehend vom vorherrschenden Gesteinstyp abhängig; ihre Ausbildung jedoch von seiner Homogenität und Kornigkeit. Die grobkörnige porphyrische Granitvarietät bildet eine andere Art von Schlieren als die feinkörnige, weitgehend aphyrische Varietät. Schlieren der grobkörnigen Varietät zerfließen buchstäblich in feinkörniger Hybridmatrix und werden bis auf die Einsprenglinge aufgelöst. Hybridmatrix durchdringt das Granitgefüge (Abb. 4.4.) und löst es auf. Dabei wird die feinkörnige Granitmatrix assimiliert, Großfeldspataggregate und einzelne Feldspateinsprenglinge werden aus dem Gesamtverband herausgelöst und voneinander isoliert (Abb. 4.7.).

An Fluidaltexturen in der engsten Umgebung von Einsprenglingen lassen sich ihre Rotationsbewegungen während des Durchmischungsvorgangs nachweisen. KOUCHI & SUNAGAWA (1985; Fig. 5a-c) verweisen auf die Bedeutung und die Funktion von Einsprenglingen bei der mechanischen Durchmischung von Magmen.

Ab einer bestimmten Mindestgröße (ca. 1mm) tragen Einsprenglingsminerale durch ihre Eigenrotation zur Homogenisierung des umgebenden Magmas bei.

Gabbrodiorit- und Granitmagmen im Santa Angélica-Pluton waren sehr kristallreich (Kap. 5.5.1.), und die Einsprenglinge erreichen Größen von mehreren Zentimetern. Sie konnten durch Eigenbewegungen während der mechanischen Vermischung wirksam zur Homogenisierung in ihrer engsten Umgebung beitragen.



Abb. 4.7. Granitschlieren (weiß) in feinkörnigem, dioritischem Hybridgestein (punktiert). Länge des Hammerstiels ca 35cm
Aufschlußzeichnung nach Photographie (R410); Serra de Lesma

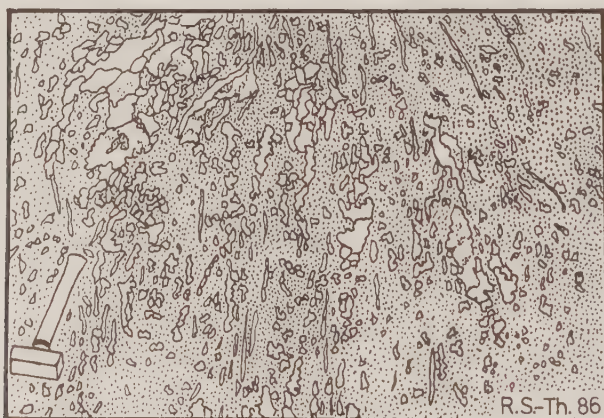


Abb. 4.8.: Randbereich einer Granitschliere. Das Granitgefüge löst sich völlig auf, locker zusammenhängende Quarz-Feldspat-Aggregate (weiß) und einzelne Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge treiben regellos verteilt in dunkler Hybridmatrix (punktiert). Feinkörnige Granitanteile bilden lang ausgezogene "Schnüre". Länge des Hammerstiels ca. 35cm
Detailzeichnung aus Aufschlußphotographie (R380); Lambari Frio



Abb. 4.9.: Schlieren der feinkörnigen, schwach porphyrischen Granit-Varietät (weiß) in dunklem, feinkörnigem Hybridgestein (punktiert). Diese Granit-Varietät ist sehr homogen und bildet deshalb kompakte Schlieren, von denen sich langgestreckte, schmale, subparallele Bänder absondern. Diese sind intensiv fließverfaltet, verbogen und infolge magmatischen Fließens teilweise in kleinere fetzenförmige Gebilde zerrissen (links). Die Hauptschlieren ist ebenfalls in sich fließverfaltet, teilweise zerschert und von dunklen Hybridadern durchdrungen, die die Absonderung weiterer Bänder bereits vorzeichnen.

Unterschiedliche Zusammensetzung des Hybridgesteins ist durch unterschiedliche Punktdichte hervorgehoben: Dioritische Partien mit einzelnen mafischen Aggregaten (schwarz) sind dicht punktiert, granitische Partien sind weit punktiert. Das Hybridgestein im oberen Bild Drittel ist von zahlreichen ummantelten Feldspateinsprenglingen durchsetzt. Granitische Partien sind ebenso wie die Einsprenglinge völlig regellos über die Aufschlußfläche verteilt. Einsprenglinge bewirken ab einer bestimmten Mindestgröße durch ihre Eigenbewegung eine zusätzliche Homogenisierung bei der mechanischen Durchmischung der Magmen (weitere Erläuterung siehe Text).

Detailzeichnung von Aufschlußphotographie (P486); Lambari Frio

Die feinkörnige, schwach porphyrische Granitvarietät ist wesentlich homogener und reagierte auf den mechanischen Durchmischungsvorgang anders als die inhomogene grobkörnige Varietät: Schlieren sind infolge magmatischen Fließens in sich gebogen und verfaultet, teilweise in größere Einzelteile zerschert. In ihrem Randbereich sind langgezogene, schmale, subparallele Bänder abgesondert, die intensiv fließverfaultet sind (Abb. 4.9., 4.10.). Die Bänder sind z.T. bereits zerrissen und in komplex verfaultete, fetzenförmige Gebilde zerlegt.

Größere Schlieren der feinkörnigen Granitvarietät sind in ihrer Längserstreckung von Hybridmatrix-"Adern" durchzogen, entlang derer die Absonderung weiterer Tochterschlieren bereits vorgezeichnet ist.

Verfaltung und duktile Zerschierung auch größerer Schlieren (Abb. 4.9.) zeugen von der Intensität der magmatischen Fließbewegungen. Die Formenvielfalt der Mischgesteinszonen, Schollen- und Schlierenstrukturen, insbesondere jedoch die Bänderstrukturen gleichen nicht nur in ihrer Ausbildung, sondern auch in ihrer Größenordnung (oft im Zentimeterbereich!) jenen Strukturen, die KOUCHI & SUNAGAWA (1983; 1985, Fig. 1 u. 2.) experimentell bei der mechanischen Durchmischung von Basalt- und Dacitmagmen erzielten.

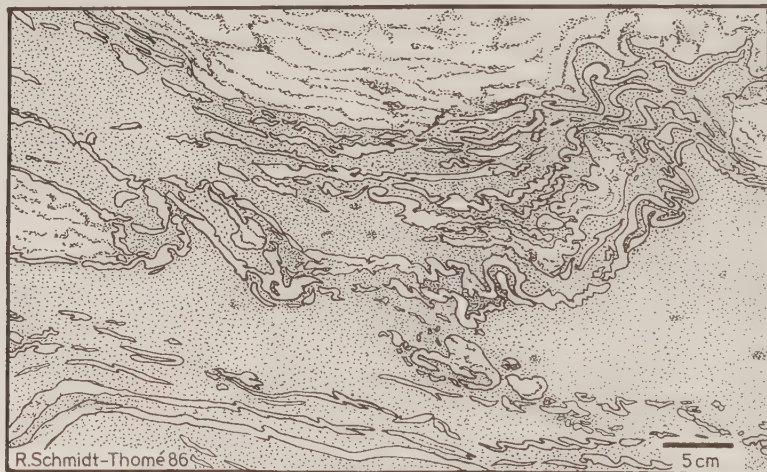


Abb. 4.10: Bänderstruktur im Randbereich einer Allanit-Granit-Schliere (schwach porphyrische Varietät). Aufgrund der wesentlich größeren Homogenität dieser Granitvarietät sondern sich im Randbereich der Schliere zahlreiche, subparallel verlaufende, schmale Bänder ab. Durch magmatische Fließbewegungen sind sie in sich verfaultet und in kleine Fetzen zerrissen (vgl. Abb. 4.9.). Detail aus Aufschlußphotographie (P 486); Lambari Frio

4.3.4. HYBRIDGESTEINE

Die räumlichen und genetischen Beziehungen der Gesteine in den Mischzonen wurden bereits angesprochen. Sie sind aus der Beschreibung der Strukturen und aus den Abbildungen ersichtlich. Zur Charakterisierung der Hybridgesteine ist festzustellen:

- Hybridgesteine sind generell in Mischgesteinszonen vertreten.
- Eine scharfe Abgrenzung von Hybridgesteinen gegen "reinen" Granit einerseits oder "reinen" Gabbro andererseits ist praktisch nicht möglich, da die Übergänge fließend sind.
- Die Mischungsstrukturen erreichen Größenordnungen bis in den mikroskopischen Bereich hinein (vgl. Kap. 5.5.1.; Abb. 5.12.).

Diese Gegebenheiten sind für die geochemische Auswertung des Probenmaterials und die Interpretation des Datenmaterials von größter Bedeutung (Kap. 5.6.).

Bei der Vielfalt und Größenordnung der Mischungsstrukturen sind deshalb die Kriterien zur Charakterisierung der Hybridgesteine als relativ anzusehen, z.B. was ihre Homogenität und ihre einheitliche Zusammensetzung betrifft. Dies geht aus den folgenden Abbildungen sowie aus den mikroskopischen Beobachtungen eindeutig hervor (Abb. 4.11.-13.; Kap. 5.5.; Abb. 5.12.).

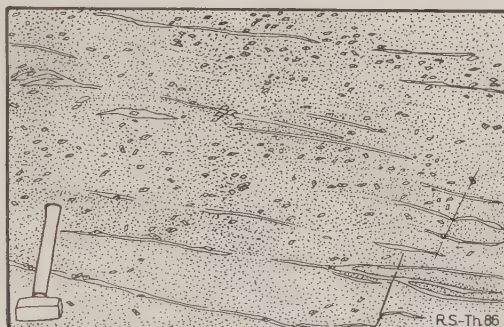


Abb. 4.11.: Hybridgestein (punktiert) ist durchzogen von langen, feinen "Granitschnüren" (weiß), die zueinander parallel in Richtung des Fließgefüges verlaufen. Typisch sind die zahlreichen Feldspateinsprenglinge.

Länge des Hammerstiels ca. 35cm

Detail aus Aufschlußphotographie (R 380); Lambari Frio

Hybridgesteine sind mittel- bis feinkörnig mit ausgeprägter Paralleltexur. Typischerweise sind sie durchsetzt von zahlreichen Einsprenglingen und durchzogen von feinen, langgestreckten, hellen "Granitschnüren", die in Richtung des Fließgefüges verlaufen (Abb. 4.11.). Charakteristisch ist die große Zahl von Einsprenglingen (Abb. 4.11., 4.13.): Auf den ersten Blick fallen wegen ihrer Größe die Kalifeldspat- (bis 5cm Größe) und Quarz-Einsprenglinge (bis 2cm Größe) auf. Die fließenden Übergänge zu



Abb. 4.12.: Ummantelte Kalifeldspat- und Quarz-Einsprenglinge (weiß) in feinkörniger Hybridmatrix (punktiert). Kalifeldspäte sind von einem schmalen PlagioklasmanTEL umgeben, Quarze zeigen einen dunklen Mafitsaum. Dunklere und hellere Matrixbereiche sind durch unterschiedliche Punktdichte wiedergegeben. Detail aus Makroaufnahme (R380); Serra do Pireneu

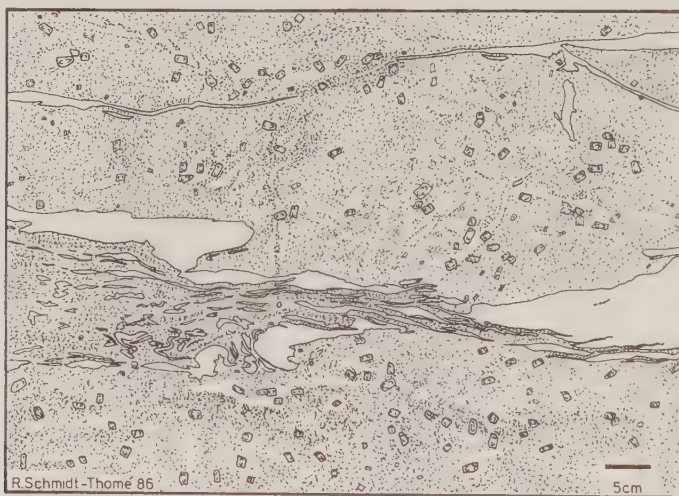


Abb. 4.13.: Hybridgestein (punktiert) mit zwei schmalen Granitbändern (weiß) ist durchsetzt mit zahlreichen Feldspateinsprenglingen (□). Im Kleinstbereich ist Hybridgestein sehr inhomogen: Das Gestein ist durchzogen von diffusen hellen Schlieren und Schleiern quarz-feldspatreichen Materials, das in dunklerem mafitreicherem Material zerfließt. Die Übergänge sind verwaschen, nebulös und wechseln im Verlauf weniger Zentimeter. Unterschiedliche Bereiche sind mit verschiedenen Punktdichten dargestellt, größere Punktdichten repräsentieren basischere Gesteinspartien. Detail aus Makroaufnahme (P 486); Lambari Frio

Granitschlieren lassen erkennen, daß diese großen Einsprenglinge aus dem grobkörnigen Allanit-Granit stammen (vgl. Abb. 4.4., 4.6., 4.8.). Die Einsprenglinge treiben regellos verteilt in einer feinkörnigen Matrix dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Im Übergangsbereich zu Granitschlieren erscheinen sie z.T. aus dem Granitgefüge herausrotiert und werden von den Matrixmineralen "umflossen". In größerer Entfernung von Granitschlieren nimmt ihre Zahl stark ab.

Kalifeldspat-Einsprenglinge lassen einen wenige Millimeter breiten Plagioklassaum erkennen, während die linsenförmigen oder langgestreckten Quarz-Einsprenglinge von einem schmalen dunklen Mafitsaum umgeben sind (Abb. 4.12.).

Wegen ihrer geringen Größe (<1cm) weniger auffallend, aber ebenso zahlreich sind Plagioklas- und Mafiteinsprenglinge. In den Hybridgesteinen im Zentralbereich des Plutons treten häufig rundliche bis fetzenförmige, mafit- und plagioklasreiche (vgl. Abb. 5.27a,b) Einschlüsse auf.

Im Aufschlußbereich erscheinen Hybridgesteine insgesamt wesentlich homogener als Mischgesteine. Im Kleinstbereich zeigt sich jedoch, daß dies nicht der Fall ist: Die Gesteine sind von feinsten, wolkig diffusen, hellen Schlieren und "Schleiern" durchsetzt. Solche nebulösen helleren, quarz-feldspatreicheren Partien zerfließen in dunklere mafitreichere Partien (Abb. 4.13.), von denen sie sich in der Korngröße nicht unterscheiden.

4.4. GANGGESTEINE

Die Ganggefolgschaft der Santa Angélica-Intrusion ist sehr reichhaltig. Sie umfaßt Gänge basischer, intermediärer und granitischer Zusammensetzung, Aplite, Pegmatite sowie zusammengesetzte Gänge mit Dioriten und Graniten. Das Vorkommen von Granit-, Aplit- und Pegmatitgängen ist auf die morphologisch höchstgelegenen Bereiche des Plutons beschränkt (d.h. den Nordostteil und den Randwall). Sie durchschlagen diskordant die Intrusivgesteine.

Granitgänge sind in Farbe und Zusammensetzung dem Granit 2 gleich. Sie werden bis 0.5m mächtig und treten vereinzelt abschließend im Nordostteil des Plutons auf.

Aplitgänge werden bis zu 2.5m mächtig. Sie führen makroskopisch erkennbare Allanitkristalle.

Pegmatitgänge und -nester sind geringmächtig (max. 1m) und klein. Neben den typischen Pegmatitmineralen können sie Zinnstein, Turmalin, Topas und Beryll, auch in Edelsteinqualität (grüner Turmalin, weißer Topas, Aquamarin) führen. Nördlich Burarama werden einige kleine Pegmatitgänge zeitweise auf Aquamarin abgebaut. Über Ausbeute, Mineralisation und mögliche weitere Vorkommen ist jedoch aus naheliegenden Gründen nichts bekannt bzw. nichts in Erfahrung zu bringen gewesen. Auf eigene Faust betriebene Prospektion kann in Brasilien ein sehr gefährliches Geschäft sein.

Im tief erodierten Zentralbereich des Santa Angélica-Plutons sind nur basische, intermediäre und zusammengesetzte Gänge aufgeschlossen. Es handelt sich um synplutonische Gänge, die in teilweise konsolidierte, aber noch plastisch deformierbare plutonische Nebengesteine intrudierten. Kristallreiche granitoide Magmen nehmen im Verlauf ihrer weiteren Kristallisation die rheologischen Eigenschaften sogenannter "Bingham bodies" (PITCHER, 1979) an, das sind pseudoplastische Körper mit hoher effektiver Viskosität (SHAW, 1965). Solche Körper reagieren auf plötzlich einwirkende Verformung spröde, auf langsame Verformung jedoch plastisch.

An synplutonischen Gängen sind diese Auswirkungen ersichtlich. DIDIER (1973) beschreibt Beispiele: Zunächst linear verlaufende Gänge sind plötzlich gekrümmt, verändern ihre Mächtigkeit, sind zerrissen und disloziert (vgl. auch BARNES et al., 1986; figs. 3a-4c). Die gleichen Phänomene sind an Gängen im Santa Angélica-Pluton zu beobachten (Abb. 4.14.). Die Mächtigkeit solcher synplutonischer Gänge schwankt im Verlauf weniger Meter beträchtlich, die Kontakte sind gewellt (Abb. 4.15a), oft dünnen die Gänge unvermittelt aus, fiedern auf und entsenden feine Apophysen weit ins Nebengestein (Abb. 4.15b). Fließtexturen sind gut entwickelt, insbesondere bei intermediären und zusammengesetzten Gängen. Erstere führen kleine, langgestreckte mafische Einschlüsse und Xenokristalle sowie Feldspateinsprenglinge, die entsprechend dem Fließgefüge geregelt sind.



Abb. 4.14: Synplutonischer Granodioritgang. Der zunächst linear verlaufende Gang (weiß) verläuft plötzlich gekrümmt, wechselt abrupt seine Mächtigkeit und dünnt im weiteren Verlauf aus. Aufschlußzeichnung (P 317); Faz. Bela Aurora

Im Gangspektrum der Santa Angélica-Intrusion sind die zusammengesetzten Gänge besonders auffallend: Dunkle Gesteine dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung treten zusammen mit hellen granitischen Gesteinen in einem Gang auf.

Zwei charakteristische Gangtypen kommen vor, nämlich Gänge mit pillow-artiger und Gänge mit schliriger Internstruktur

Zusammengesetzte Gänge mit "pillow-Struktur"

Die Hauptmasse des Gangmaterials bilden dunkelgraue, längliche, "pillow"-artige Körper (Abb. 4.15a) dioritischer Zusammensetzung. Diese liegen dichtgedrängt beieinander und sind generell mit ihrer langen Achse parallel zum Gangverlauf ausgerichtet. Die größten passen sich Krümmungen und Biegungen des Ganges an. Die schmalen Räume und Zwickel zwischen ihnen sind mit heller, mittelkörniger Granitmatrix ausgefüllt.

Die "pillow"-artigen Körper sind äußerst feinkörnig. Mafische Einsprenglinge bzw. Feldspat- und Quarzeinsprenglinge sind nur selten erkennbar und sind nicht größer als 2mm. Feinkörnige Abkühlungssäume (chilled margins), wie sie CHAPMAN (1962) von zusammengesetzten Gängen beschrieb und TAYLOR et al. (1980) interpretierte, wurden im Santa Angélica-Pluton nicht beobachtet.

Zusammengesetzte Gänge mit Schlierenstruktur

Bei diesem Gangtyp bildet mittelkörniger Granodiorit die Hauptmasse des Gangmaterials, die von zahllosen feinen Granitschlieren und -adern durchzogen ist. Auffallend sind granitische, in ihrer Mächtigkeit variierende "Salbänder", die Schlieren in der Gangmatrix und feine Apophysen im Nebengestein bilden (Abb. 4.15b).

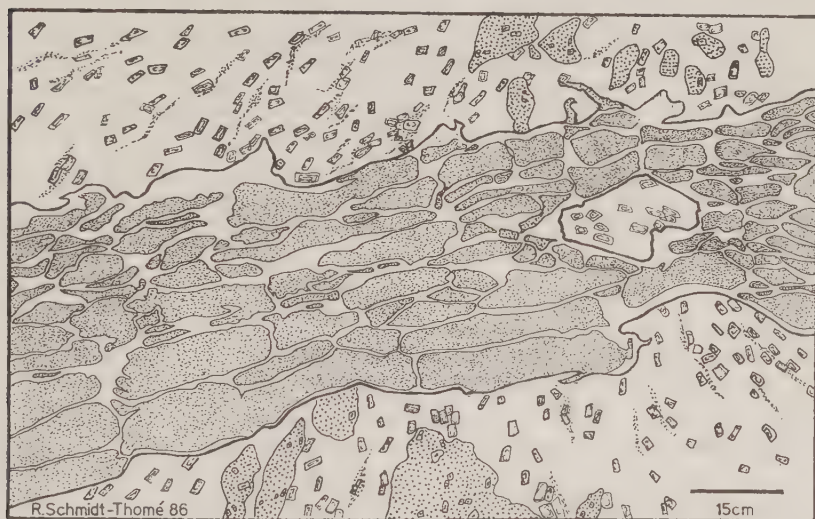


Abb. 4.15a: Zusammengesetzter synplutonischer Gang mit "pillow"-artiger Struktur. Das Gangvolumen ist erfüllt mit sehr feinkörnigen, "pillow"-artigen Dioritmassen (punktiert), die umgeben sind von fein- bis mittelkörnigem Granitmaterial (weiß). Die Dioritmassen zeigen jedoch keine "chilled margins". Detail (R 256) aus Aufschlußphotographie; Córrego Santa Angélica



Abb. 4.15b: Zusammengesetzter synplutonischer Gang mit Schlierenstruktur. Das Gangvolumen ist erfüllt von sehr feinkörnigem Dioritmaterial (punktiert), das schlierig von feinkörnigem Granitmaterial (weiß) durchzogen ist. Dieses bildet am Kontakt eine Art Salband und entsendet feine Apophysen ins Nebengestein. Zeichnung nach Aufschlußphotographie (R 280); Córrego do Moinho

4.5. KOEXISTENZ BASISCHER UND SAURER GESTEINE IM SANTA ANGÉLICA-PLUTON: PARALLELEN UND FOLGERUNGEN

Den Santa Angélica-Pluton zeichnen zwei charakteristische Merkmale aus: Er weist einen inversen Bau auf, wobei am Rand saure Gesteine dominieren, während im Zentrum basische Gesteine vorherrschen. Basische und saure Gesteine sind innerhalb sogenannter Mischgesteinszonen miteinander vermengt, und es tritt ein weites Spektrum von Hybridgesteinen dioritischer bis granitischer Zusammensetzung auf.

Der inverse geologische Bau ist auch bei den anderen komplexen Plutonen im südlichen Espírito Santo, die bisher untersucht wurden, zu finden. Im Gegensatz zum Santa Angélica-Pluton lassen sie jedoch eine klar gegliederte kompositionelle Zonierung erkennen. Im Intrusionszentrum stehen gabbroide Gesteine an, die in einer schmalen ringförmigen Übergangszone mit granitischen Gesteinen vermengt sind. Diese Misch- und Hybridgesteinszone geht ihrerseits über in die granitischen Randgesteine.

Im Santa Angélica-Pluton ist kein Zonarbau entwickelt. Vielmehr sind im gesamten Pluton basische und saure Gesteine miteinander intensiv vermengt, nur daß im Zentrum der basische Gesteinsanteil überwiegt, am Rand der saure.

In situ-Kristallisationsdifferentiation kann nicht die Ursache für solch einen geologischen Bau gewesen sein. Bei diesem Vorgang beginnt die Kristallisation am Rand und/oder Boden einer Magmenkammer und schreitet als Front zu ihrer Mitte fort (VANCE, 1961),

so daß sich eine normale Zonierung entwickelt: Die basischen Gesteine sind am Rand der Plutone zu finden, die sauren im Zentrum. Einige von zahlreichen Beispielen sind: Criffel-Dalbeattie- und Loch Doon-Plutone (Schottland), Zonierung (Grano-)Diorit/Granit (PHILLIPS et al., 1981; TINDLE & PEARCE, 1981), Ballachulish-Komplex (Westschottland), Zonierung Quarz-Monzodiorit/Granit (WEISS, 1987), Plutone im Lima-Segment des Peruanischen Küstenbatholithen, Zonierung Quarz-Diorit/Granit und Granodiorit/Granit (ATHERTON, 1981), sowie Tuolumne Intrusive Series (Kalifornien), Zonierung Diorit/Granodiorit/Granit (BATEMAN & CHAPPELL, 1979). Der Santa Angélica-Pluton dagegen ist invers gebaut, basische und saure Gesteine sind außerdem intensiv miteinander vermengt.

Aus dem Geländebefund ergeben sich keine Hinweise auf Unmischbarkeit zweier unterschiedlicher Magmen oder auf die Entmischung zweier Magmen aus einer ursprünglich homogenen Ausgangsschmelze.

Sowohl im ersten wie auch im zweiten Fall wäre die Bildung diskreter, klar voneinander abgegrenzter Strukturen zu erwarten, die keinerlei graduelle Übergänge, sondern scharfe Kontakte zueinander aufweisen. Pillow-artige Dioriteinschlüsse mit feinkörnigen Abschreckungssäumen ("chilled margins") im Kontakt zu Granit beispielsweise, wie sie WIEBE (1979) vom Nain Complex (Labrador) beschreibt, und wie sie häufig in Subvulkaniten auftreten (CHAPMAN, 1962; GAMBLE, 1979), belegen zwar die Koexistenz basischer und saurer Magmen, nicht jedoch deren Mischung. Entmischung zweier Schmelzen aus einer ursprünglich homogenen Ausgangsschmelze resultiert ebenfalls in der Ausbildung diskreter, scharf gegeneinander abgegrenzter Strukturen: In basischen Intrusionen wie z.B. dem Bushveld Complex (Südafrika) sind rundliche Sulfiderz-"Tröpfchen" (blebs) in Silikatgesteinen zu beobachten, die sich aus einer ursprünglich homogenen basischen Schmelze entmischt haben (vgl. SCHMIDT-THOME, 1981; p. 84; v. GRUENEWALDT, 1976).

Die Strukturen im Santa Angélica-Pluton zeigen genau das Gegenteil. Sie sind nicht scharf voneinander abgegrenzt, sondern gehen fließend ineinander über. Die intensive Vermengung basischer und saurer Gesteine sowie die zahlreichen Einsprenglinge in den Hybridgesteinen sprechen gerade dafür, daß sich hier zwei unterschiedliche Magmen gemischt haben, wobei ein intermediäres Hybridmagma entstand. Der Mischungsvorgang führte allerdings nicht zur völligen Homogenisierung und Hybridisierung, sondern ist "eingefroren", so daß die Mischungsstrukturen wie auch die basischen bzw. sauren Endglieder der Mischung noch erhalten sind.

Konzept der Magmenmischung - Beispiele

Die Möglichkeit der Existenz zweier Primärmagmen, eines basisch, das andere sauer, deren Mischung intermediäre Magmen erzeugt, wurde bereits im letzten Jahrhundert von BUNSEN (1851, zitiert in WALKER & SKELLHORN, 1968) diskutiert. HARKER (1904, zitiert in THOMPSON, 1961) wies nach, daß die Marsco Suite (Insel Skye), intermediäre Gesteine einer tertiären Intrusivabfolge aus der Mischung dioritischen und granitischen Magmas entstand.

Seit der Entwicklung des Reaktionsprinzips durch BOWEN (1922; 1982) verlor die Theorie der Magmenmischung an Bedeutung. Nach dem Reaktionsprinzip können sich intermediäre und saure Gesteine

durch Kristallisationsdifferentiation aus basischen Gesteinen entwickeln. Diese Theorie wurde in immer zahlreicheren Beispielen bestätigt. Obwohl WALKER & SKELLHORN (1966) in einem Rückblick zahlreiche Fälle aufführten, wo die Koexistenz und Mischung basischer und saurer Magmen belegt sind, fand die Magmenmischungstheorie nur wenig Beachtung, zumal WHITE & CHAPPELL (1977) zeigen konnten, daß fraktionierte Krustenaufschmelzung mit sukzessiver Restseparierung ebenfalls eine Ursache für eine große chemische Variationsbreite in Granitoidmagmen sein kann.

In den letzten Jahren jedoch belegte eine stetig wachsende Anzahl von Publikationen Koexistenz und Mischung kontrastierender Magmen, insbesondere im vulkanischen und subvulkanischen Milieu.

EICHEMBERGER (1975), SAKUYAMA (1978), GERLACH & GROVE (1982), KOYAGOUCHI (1986) und HONJO & LEEMAN (1987), um nur einige wenige zu nennen, untersuchten verschiedene Extrusivabfolgen von basaltischen bis rhyolithischen Laven, die jeweils einem einzigen Förder-schlot entstammten. Geochemische Untersuchungen, vor allem aber vergleichende petrographische Untersuchungen der Phäno-kristallpopulationen basischer und saurer sowie intermediärer Gesteine aus den Extrusivabfolgen belegen, daß die intermediären Gesteine aus der Mischung der basischen und sauren Endglieder der Abfolge hervorgegangen sind.

Aus dem subvulkanischen Milieu und der Ganggefolgschaft von Plutoniten werden die meisten Beispiele von Magmenmischung beschrieben (VOGEL, 1982; VOGEL et al., 1984; BUSSELL, 1985; WIEBE, 1973; MEZGER et al., 1985). Konkrete Hinweise auf die Koexistenz basischer und saurer Magmen ergibt in diesen Fällen bereits der Geländebefund. Als exzellente Beispiele dafür bringen MARSHALL & SPARKS (1984) sowie BROWN & BECKER (1986) die sogenannten "net-veined complexes" der tertiären Magmenprovinz der britischen Inseln bzw. vom Kialineq-Center in Ostgrönland: Ringgänge (ring dikes), die sich infolge von Calderaeinbrüchen (cauldron subsidences) bildeten, füllten sich mit Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung. Durch Injektion von basischem in saures Magma oder umgekehrt entstanden zusammengesetzte Gänge (composite dikes) und "net-veined complexes" mit einer Fülle von Magmenmischungs-Strukturen: Zahllose, dunkle, pillow-artige Basaltkörper sind von einem Netzwerk heller Granitadern umgeben und durchzogen; durch Reinjektion von Granitmagma wurde bereits teilweise konsolidiertes Basaltmagma brekziiert; bereits homogenes Hybridmagma bildete "pillows" im Granitmagma; usf.

Heißes Basaltmagma wurde bei der Injektion in kühleres Granitmag-ma abgeschreckt, es bildeten sich pillows mit feinkörnigen Abkühlungssäumen (chilled margins). In "net-veined complexes" und "composite dikes" sind "chilled margins" weit verbreitet (WIEBE, 1973; GAMBLE, 1978; TAYLOR et al., 1980; WHALEN & CURRIE, 1984), wenn sie auch gelegentlich mißinterpretiert wurden (CHAPMAN, 1962). Typisch sind aber auch Hybridgesteins-"pillows" (TAYLOR et al., 1980) und graduelle Übergänge von Basalt-"pillows" zum umgebenden Gestein (WIEBE, 1973; Fig. 3; GAMBLE, 1978; Fig.s 3A und 3D), die die Reaktion beider Magmen miteinander belegen.

GAMBLE (1979), VOGEL et al. (1984) sowie MARSHALL & SPARKS (1984) geben allerdings zu bedenken, daß gerade Temperaturdifferenzen und in Verbindung damit auch große Viskositätskontraste sowie stark differierende chemische Zusammensetzung der unterschiedlichen Magmen ihre Mischung auch verhindern oder zumindest ihre Homogenisierung beeinträchtigen können. Der Nachweis, daß basische und saure Magmen miteinander koexistiert haben, bedeutet also noch nicht unbedingt, daß sie sich auch gemischt haben.

Die genaue Beurteilung der Geländegegebenheiten gibt bereits wichtige erste Hinweise. Die entscheidende Rolle spielen jedoch auch in diesem Fall wieder der Vergleich von Textur und Mineralbestand der koexistierenden Gesteine sowie die vergleichende petrographische Analyse von Einsprenglingsmineralen aus den intermediären Hybridgesteinen mit den PhänoKristallpopulationen der vermuteten basischen und sauren Mischungsendglieder (REID et al., 1983; VOGEL et al., 1984). Erst auf dieser Grundlage ist eine sinnvolle Interpretation geochemischer Daten möglich.

VOGEL (1982), HUPPERT et al. (1982; Fig.2) und BELL (1983; Fig. 5) entwickelten Modelle, die Koexistenz und Mischung von Magmen differierender Zusammensetzung innerhalb von Magmenkammern seichter Krustenniveaus erklären: Fraktionierungsvorgänge führen zu einer Dichteschichtung innerhalb einer Magmenkammer (stratified magma chamber). Diese Schichtung wird durch die Zufuhr frischen heißen Magmas erheblich gestört und destabilisiert. Es bilden sich turbulente Konvektionsströmungen, und altes, bereits fraktioniertes Magma vermischt sich mit neuem, primitivem Magma.

Neue Magmenschübe und die damit verbundene Destabilisierung einer "stratified magma chamber" können auch Auslöser für Eruptivtätigkeit sein (SPARKS et al., 1977) und Ursache für die Förderung von Laven unterschiedlicher Zusammensetzung sowie von Hybridlaven aus einem Förderkanal sein (THOMPSON, 1980). Mit den Vorgängen innerhalb einer Magmenkammer, Dichteschichtung, Destabilisierung durch Magmennachschub und Magmenmischung befaßten sich experimentell und theoretisch TURNER & CAMPBELL (1986; siehe dort auch für weitere Diskussion).

Magmenmischung in Plutonen ist wesentlich seltener dokumentiert als in subvulkanischen Komplexen, wo vielfältige Mischungsstrukturen wohl erhalten geblieben sind.

Im Anorthosit-Komplex von Nain (Labrador) sind relativ schmale Mischzonen im Kontaktbereich basischer und saurer Gesteine entwickelt (WIEBE, 1980; WIEBE & WILD, 1983), wo Diorit- und Granitmagmen mechanisch vermischt werden. Vorherrschende Strukturen sind Diorit-"pillows" mit "chilled margins" gegen den umgebenden Granit. Hybridisierung fand nur in geringem Umfang statt.

Im Flavrian-Pluton (Quebec) mischten sich Quarzgabbro- und Trondhjemit-Magmen, wobei tonalitische Hybridmagmen entstanden (GOLDIE, 1977). Mischzonen sind an vielen Stellen des Plutons ausgebildet. Ähnlich wie es im Santa Angélica-Pluton durch Agmatit- bzw. Schlierenstrukturen belegt ist, zeigt Brekzierung des Quarzgabbros durch Trondhjemit, daß die basischen Gesteine bei der mechanischen Vermengung teilweise bereits weitgehend konsoli-

diert waren. Schollenstrukturen, die wesentlich häufiger auftreten, dokumentieren, daß beide Magmen während des Mischungsprozesses großenteils mobil waren.

Im Tichka-Massiv (Marokko) sind dioritische Gesteine mit Graniten vergesellschaftet. Im Diorit befinden sich zahllose tropfenförmige Granitkörper, die vertikal orientiert und in Gruppen arrangiert sind. Die Kontakte zu Diorit sind teils scharf, teils graduell. Den Randbereich des Intrusivkörpers nehmen homogene Granite ein (VOGEL & WALKER, 1975). Zwar sind nach VOGEL et al. (1976) im Tichka-Massiv dioritische und granitische Magmen miteinander vermengt. Es wird aber tunlichst vermieden, von Magmenmischung oder Hybridisierung zu sprechen. Dennoch geht aus der petrographischen Beschreibung hervor, daß Hybridisierung infolge von Magmenmischung im Tichka-Massiv in größerem Umfang stattgefunden hat.

Einen höchst komplexen Fall von Magmenmischung mit nachfolgender fraktionierter Kristallisation stellen die Tuolumne Intrusive Series der Sierra Nevada dar (BATEMAN & CHAPPELL, 1979; REID et al., 1983). Die Magmenmischung erreichte praktisch den Zustand der "endstage hybridization", die Mischungsendglieder sind im Gelände nicht mehr kenntlich. Fraktionierte Kristallisation in Verbindung mit mehreren Magmenschieben verursachte einen komplexen normalen Zonarbau (BATEMAN & CHAPPELL, 1979). Magmenmischung ist nur durch die vergleichende Analyse der Xenokristallpopulationen (REID et al., 1983) nachweisbar.

Offensichtlich sind in Plutonen eindeutige Mischungsstrukturen, wie sie in subvulkanischen Komplexen so häufig konserviert sind, wesentlich seltener erhalten. Die Ursachen hierfür sind naheliegend: "Mixing by its very nature tends to reduce, rather than to increase diversity" (SPARKS, 1983; p.315), d.h. die charakteristischen Eigenheiten kontrastierender Magmen verwischen sich mehr und mehr, je intensiver der Mischungsprozeß ist und je länger er wirksam ist.

In Plutonen ist dies aufgrund ihres größeren Volumens und damit ihres größeren Wärmeinhalts viel wahrscheinlicher als in "ring dikes" oder "composite dikes", denn in jedem Pluton ist auch bei den hohen Viskositäten saurer und/oder kristallreicher Magmen mit intensiver Konvektion zu rechnen (SHAW, 1985; AHERN et al., 1981). Je weiter fortgeschritten die Hybridisierung ist, desto schwieriger wird es, die Mischungsendglieder zu identifizieren bzw. überhaupt zu erkennen, ob Magmenmischung stattgefunden hat.

Zudem kann fraktionierte Kristallisation die Auswirkungen vorangegangener Magmenmischung so weit verschleiern, daß sie kaum mehr erkennbar ist. Eizellentes Beispiel hierfür sind die Tuolumne Intrusive Series und andere Plutone der Sierra Nevada in Kalifornien (BATEMAN & CHAPPELL, 1979 bzw. REID et al., 1983; vgl. auch DEBON, 1980; STEPHENS & HALLIDAY, 1979; 1980; TINDLE & PEARCE, 1981). Magmenmischung im plutonischen Milieu mag deshalb so spärlich dokumentiert sein, weil augenfällige Mischungsstrukturen meist nicht erhalten bleiben und deshalb eine Mischung nur schwer nachzuweisen ist.

Magmenmischung im Santa Angélica-Pluton - Folgerungen

Der Santa Angélica-Pluton stellt, was die Augenfälligkeit seiner Internstrukturen betrifft, bisher ein einzigartiges Beispiel dar. Die Vergesellschaftung von gabbroiden und granitischen Gesteinen mit Hybridgesteinen dokumentiert die Koexistenz basischer und saurer Magmen während des Intrusionsvorgangs. In einer Vielzahl von Mischungsstrukturen und graduellen Übergängen der Gesteine ineinander haben sich die Vorgänge während der mechanischen Vermengung und Hybridisierung kristallreicher Gabbrodiorit- und Granitmagmen erhalten. Der Magmenmischungsprozeß ist gewissermaßen eingefroren (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987).

Die Erkenntnisse aus experimentell simulierten Mischungsversuchen (KOUCHI & SUNAGAWA, 1983; 1985) mit basischen und sauren Magmen finden im Santa Angélica-Pluton ihre Bestätigung:

Art und Ausbildung der Mischungsstrukturen sind abhängig vom lokal jeweils vorherrschenden Magmentyp, seinen chemischen und physikalischen Eigenschaften, d.h. von seinem relativen Mengenanteil, seiner Temperatur, Viskosität und Kristallinität. Im Santa Angélica-Pluton ist dies durch Schlieren-, Bänder- und Schollenstrukturen sowie die zahlreichen Einsprenglinge dokumentiert.

Dabei wird die extrem ungleichkörnige, porphyrische Granitvarietät sehr schnell und effektiv von Hybridmatrix durchdrungen, und das Gefüge löst sich auf (Abb. 4.4. und 4.8.). Dagegen bildet die gleichkörnige, aphyrische Varietät in sich homogene Schlieren und Bänder (Abb. 4.9. und 4.10.).

Einsprenglingsminerale, die eine gewisse Mindestgröße überschreiten, verstärken die Effektivität des mechanischen Durchmischungsvorgangs (KOUCHI & SUNAGAWA, 1985). Diese Tatsache zeigt sich indirekt auch an den mehrere Zentimeter großen Kalifeldspat-Einsprenglingen der Hybridgesteine, die rotiert sind und von der feinkörnigen Hybridmatrix umflossen werden.

Basisches Magma reagiert auf Hybridisierung sehr viel rascher und durchgreifender als saures Magma mit einer Veränderung zu intermediären Zusammensetzungen (KOUCHI & SUNAGAWA, 1985). Dies ist in der stärkeren Eigenkonvektion des, bei gleicher Temperatur, geringer viskosen basischen Magmas gegenüber dem höher viskosen sauren Magma begründet. In der Tat ist im Santa Angélica-Pluton Granit praktisch nirgendwo in direktem Kontakt zu Gabbrodiorit zu finden, sondern immer in graduellen Übergängen zu Hybridgesteinen granodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung.

Konvektion als treibende Kraft der Magmenmischung

Um die mechanische Vermengung kontrastierender Magmen in Gang zu bringen und aufrechtzuerhalten, muß Material transportiert werden. Dies ist in den viskosen Silikatschmelzen, insbesondere in "crystal mushes", mit der Erzeugung hoher Scherspannungen verbunden. Solche Scherspannungen sorgen jedoch für eine intensive und effektive Durchmischung und Homogenisierung der kontrastierenden Magmen, wie die Experimente von KOUCHI & SUNAGAWA (1985) zeigten. Scherspannungen wurden durch "forced convection" hervorgerufen, in diesem Fall die gegenläufige Rotation der beiden in Kontakt gebrachten Schmelzen.

Neben "forced convection" gibt es nach WHALEN & CURRIE (1984) zwei weitere Mechanismen, die die erforderlichen Scherspannungen erzeugen können, nämlich tektonische Scherbeanspruchung ("tectonic shearing") und thermische Konvektion ("buoyant convection"). "Tectonic shearing" dürfte als Mischungsmechanismus innerhalb eines gesamten Plutons, der einen in sich geschlossenen Körper darstellt und auf Deformation nur mit der Veränderung seiner äußeren Form reagiert, kaum in Frage kommen. Allenfalls im Kontaktbereich könnte dieser Mechanismus wirksam sein, ebenso wie "forced convection".

KOUCHI & SUNAGAWA (1985) zufolge kommt "forced convection" als Mischungsmechanismus beispielsweise bei der Passage von Magmen durch enge Förderkanäle (conduits) in Betracht.

Thermische Konvektion dagegen gewährleistet nach BARTLETT (1969) einen effektiven Massen- und Wärmetransport innerhalb eines gesamten Plutons. BARRIERE (1981) gelang es im Ploumanac'h-Pluton (Bretagne) anhand von Schlierenstrukturen, Konvektionszellen in einer Granitintrusion quasi sichtbar zu machen. LOOMIS & WELBER (1982) wiesen am komplexen Zonarbau von Plagioklasen des Rocky Hill Plutons (Kalifornien) die Wirksamkeit von Konvektion bei der Konsolidierung von Granitoid-Plutonen indirekt nach (vgl. auch Kap. 5.5.2.).

Granitschlieren und -bänder sind die markantesten Strukturelemente im Santa Angélica-Pluton, und Fluidaltexturen stellen die dominierenden Gefügeelemente dar. Schlieren und Bänder sowie Fluidaltexturen bilden Konvektionsströmungen ab und lassen die Auswirkungen magmatischen Fließens erkennen.

Die weite Verbreitung von Schlierenstrukturen im Santa Angélica-Pluton zeugt von intensiver Konvektion innerhalb des Plutons während der Intrusion und bestätigt damit theoretische Überlegungen (SHAW, 1965; BARTLETT, 1969; AHERN et al., 1981).

Allerdings sind diese Strukturen wesentlich großräumiger und viel weiter verbreitet als die von BARRIERE (1981) beschriebenen. Daher ist es kaum möglich, über ihre dreidimensionale Gestalt und ihre genaue räumliche Lage innerhalb des Intrusivkörpers exakte Angaben zu machen, da die Aufschlußverhältnisse dies nicht zulassen. Immerhin läßt sich aus der Orientierung von Fluidalgefügen und der Richtung einzelner Schlieren erkennen, daß die Schlierenstrukturen insgesamt etwa konzentrisch innerhalb des Plutons angeordnet sind (Abb. 4.1., 7.3.) und sehr steil bis saiger einfallen. Allerdings wurden in einigen dreidimensionalen Anschnitten auch irreguläre, flammenförmige Schlierenkörper beobachtet, die schräg einfallen oder nahezu horizontal liegen.

Wie sich an diesen Strukturen zeigt, war thermische Konvektion augenscheinlich die treibende Kraft bei der mechanischen Vermengung und Hybridisierung von Gabbrodiorit- und Granitmagmen. Die graduellen Übergänge zwischen den kontrastierenden Gesteinen und die reiche Xenokristallpopulation der Hybridgesteine bieten ideale Voraussetzungen, Vorgänge und Auswirkungen der Magmenmischung und Hybridisierung detailliert zu untersuchen.

5. DER SANTA ANGELICA-PLUTON: PETROGRAPHIE DER INTRUSIV-GESTEINE

Probenauswahl, Dünnschliffmikroskopie, Erzmikroskopie

Auf die Geländearbeiten und die Beprobung wurde bereits in Kap. 4 eingegangen. Eine flächenhafte Beprobung des Santa Angélica-Plutons war aufgrund seiner Größe, der ungünstigen Aufschlußbedingungen (großflächige jüngere Überdeckung, Unzugänglichkeit), der Gesteinsvielfalt und -heterogenität weder durchführbar, noch erschien sie sinnvoll.

Ziel der Probenahme und Auswahl der Dünnschliffe war es, einen repräsentativen Querschnitt der Typgesteine zu erhalten, vor allem aber, die Hybridgesteine in ihrer Heterogenität zu erfassen und Aufschluß über den Magmenmischungsprozeß zu gewinnen.

Aus diesem Grund wurden ein Gesamtprofil, insbesondere aber Kontakte und Übergänge von sauren zu basischen Gesteinen (Doppel- und Mehrfachbeprobung) sowie zwei Spezialprofile über mehrere Granitschlieren hinweg in Hybridgesteine möglichst detailliert beprobt (Profil R380: Länge ca. 45m, 21 Proben, Profil R410: Länge ca. 80m, 23 Proben; vgl. Abb. 6.1.).

Von diesen Proben wurden vom Autor insgesamt 220 Dünnschliffe angefertigt und mikroskopisch ausgewertet. Inhomogenitäten der Gesteine und die Grobkörnigkeit der Granite machten die Anfertigung von Großschliffen (3.5 x 5cm; knapp 100 Stück) oder mehreren Normalschliffen (2.5 x 3cm) zahlreicher Proben notwendig.

Weitere 55 Dünnschliffe von Gesteinen des Venda Nova-Plutons (30 Stück) und des Castelo-Plutons (25 Stück) fertigte der Autor zu Vergleichszwecken an. Die Auswertungen wurden z.T. bereits vorgelegt (BAYER et al., 1985) bzw. für die Diplomarbeiten JAFFE (in Vorb.) und PETRICK (in Vorb.) zur Verfügung gestellt.

An 20 Gesteinsanschliffen wurden mittels Auflichtmikroskopie die Erzphasen der unterschiedlichen Gesteinstypen untersucht.

Modalanalytik

Von 70 Dünnschliffen des Santa Angélica-Plutons wurde der Modalbestand ermittelt, der in Tab. I des Anhangs aufgeführt ist. 30 Modalanalysen der Plutone von Venda Nova und Castelo finden sich bereits in BAYER et al. (1985) oder wurden vom Autor für die Diplomarbeit PETRICK (in Vorb.) zur Verfügung gestellt.

Aufgrund von Inhomogenitäten der Hybridgesteine (Kalifeldspateinsprenglinge, Schlieren im Dünnschliffbereich) wurde nur deren feinkörnige Matrix ausgezählt. Der Anteil der Kalifeldspateinsprenglinge in den Hybridgesteinen und dem grobkörnigen Allanitgranit konnte nur geschätzt werden. Eine quantitative Erfassung hätte das Sägen, HF-Ätzen, Anfärben und megaskopische Auszählen an Gesteinswürfeln von wenigstens 10cm Kantenlänge erfordert. Zudem wäre eine solche quantitative Erfassung wegen der ungleichmäßigen Verteilung der Einsprenglinge (vgl. Kap. 4.1.3. und Abb. 4.8., 4.11.) nur für sehr kleine Aufschlußbereiche bzw. oft sogar nur für den jeweiligen Gesteinskubus repräsentativ. Angesichts dieser Tatsache, aber auch wegen der eingeschränkten Möglichkei-

ten zur Probenaufbereitung an der Universität Rio de Janeiro (UFRJ) war ein solches Vorhaben nicht realisierbar, (es erschien hinsichtlich der Hybridgesteine allerdings auch nicht sinnvoll). Der geschätzte Anteil der Kalifeldspat-Einsprenglinge ist in Abb. 5.3. gesondert eingetragen.

Um den Anteil der basischen Einsprenglinge (Pyroxen, Hornblende, Plagioklas, Erz, Apatit) zu ermitteln und damit Rückschlüsse auf den Kristallanteil des basischen und des Hybridmagmas ziehen zu können, wurden an sechs repräsentativen Proben von feinkörnigem Gabbrodiorit und Hybridgesteinen der Volumenanteil dieser Einsprenglinge gesondert ausgezählt.

Feinkörnige Hybridgesteine (Korngröße $< 0.5\text{mm}$) wurden mit HF angeätzt und auf Kalifeldspat angefärbt. Um ein möglichst rationelles Auszählverfahren zu ermöglichen, wurden an einigen homogenen Proben bis zu 4000 Punkte ausgezählt. Im Durchschnitt lag die Punktzahl bei 1000-1500 Punkten pro Schliff. Bei Volumenanteilen von 10 bis 60% beträgt damit der relative Fehler 2-12%, der absolute Fehler knapp 1-2% (PLAS & TOBI, 1965; in WIMMENAUER, 1985).

Mineralanalysen

Mineralbestimmungen mafischer Minerale mittels Röntgendiffraktometrie führten nicht zum gewünschten Erfolg. Die zeitaufwendige Handauslese bei den sehr geringen verfügbaren Probenmengen stand in keinem Verhältnis zum Ergebnis. Dieses läßt zudem durch die Pyroxen/Hornblendeverwachsungen zu wünschen übrig.

Mikrosondenanalysen von Feldspäten, Pyroxenen, Hornblende und Biotit wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck durchgeführt. Herr Prof. Dr. F. Purtscheller ermöglichte in großzügiger Weise die Messungen. Herr Dr. R. Tessadri und Herr H. Mersdorf sorgten für die optimale Standardisierung, halfen jederzeit bei allen Fragen und stellten Rechenprogramme zur Verfügung. Ihnen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Bei der Charakterisierung der Mineralphasen wurde im wesentlichen auf Mikrosondenanalysen zurückgegriffen. Die Mineralanalysen erfolgten an einer Elektronenstrahlmikrosonde (EMA) vom Typ ARL-SEMQ mit vier automatisch fokussierenden Spektrometern und einem energiedispersiven KEVEX-System. Die Anregungsspannung betrug 15keV bei einem Probenstrom von 20-25mA, die Zählzeiten lagen bei etwa 40s. Der Analysevorgang wurde von einem PDP-11-Computer gesteuert, die Zählraten wurden nach der Methode von BENCE & ALBEE (1968) korrigiert. Es wurden die Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Cr, Mn gemessen, als Eichstandard diente ein Kaersutitkristall. Der Analyse- und Korrekturvorgang für die 10 Elemente nahm ca. 3min in Anspruch. Zur Berechnung der Kationenformeln von Feldspäten, Pyroxenen und Biotiten dienten hauseigene Rechenprogramme der Universität Innsbruck. Das Programm zur Berechnung der Amphibole erstellten MOGESSIE & TESSADRI (1982) auf der Basis der Nomenklatur von LEAKE (1978), wobei die von STOUT (1972) vorgeschlagene Fe^{3+} -Berechnung verwendet wird. Die Minerale wurden unter Berücksichtigung der idealen Sauerstoffatom-Anzahl berechnet: Feldspäte (8), Biotit (11), Amphibol (23), Pyroxene (6). Mehr als 300 Probenpunkte von 11 Gesteinsschliffen

des Santa Angélica-Plutons (250 Mineralanalysen s. Tab. II im Anhang) und ca. 50 Probenpunkte auf 3 Schlifffen des Venda Nova-Plutons wurden analysiert. Diese Analysen wurden vom Autor für die Diplomarbeit PETRICK (in Vorb.) zur Verfügung gestellt.

Die Mikrosondenanalysen hatten (neben der Erfassung der Mineralzusammensetzung an sich) zum Ziel, die chemische Zusammensetzung der Einsprenglinge sowie der Matrixminerale der Hybridgesteine mit derjenigen von Gabbrodiorit und Allanitgranit als deren Ausgangsgesteine zu vergleichen. Der komplexe Zonarbau der Plagioklasse sowie der Plagioklassäume von Kalifeldspatkernen spielte daher eine besondere Rolle. Ergänzend zu den Mikrosondenmessungen an Plagioklassen wurden optische Methoden zur Bestimmung des Anorthitgehaltes (Rittmann'sche Zonenmethode) durchgeführt.

5.1. GABBRODIORIT

Gabbrodiorit tritt in zwei Varietäten auf (vgl. Kap. 4.1.): Der Grundtypus ist in der Regel hypidiomorph granular bis subophitisch, mit richtungslos grobkörniger Textur (Abb. 5.1.). Gerichtete Gefüge (Fluidalstrukturen) sind nur im Einflußbereich von Granitschlieren entwickelt, wo sich die mechanische Vermengung basischen und sauren Magmas auswirken konnte. Das sind die Übergangszonen von Gabbro in Hybridgesteine. Die andere Varietät ist feinkörnig, serialporphyrisch oder glomerophyrisch mit Plagioklas, Pyroxen und Apatiteinsprenglingen. Gelegentlich kommen auch kleine, fetzenförmige Gabbrodiorit-Einschlüsse der grobkörnigen Varietät vor. Generell sind in feinkörnigem Gabbrodiorit



Abb. 5.1.: Grobkörnige Gabbrodiorit-Varietät: Deformierter Biotit-poikiloblast (Bio) in der Bildmitte. Apatit (Ap) in derben, kurzprismatischen Kristallen. Von Plagioklassen (weiß) sind nur Korngrenzen dargestellt. Erz (schwarz), Klinopyroxen (Kpx), Orthopyroxen (Opx). Schliff P 487A

gerichtete Fluidalgefüge entwickelt (Abb. 5.2.). Beide Varietäten gehen ineinander über, zeigen aber auch scharfe Kontakte. Während der Normaltypus jedoch im gesamten Pluton anzutreffen ist, konnte feinkörniger Gabbrodiorit nur im Zentralbereich nachgewiesen werden.

Der Mineralbestand und die Mineralzusammensetzung (Kap. 5.1.1.-5.1.6.) sind bei beiden Varietäten in etwa derselbe. Hauptgemengteile sind Plagioklas (45-60 Vol%), Orthopyroxen (bis 4.5 Vol%), Klinopyroxen (3-10 Vol%), Biotit (10-20 Vol%), Opakphasen (2-6 Vol%), Apatit (0.5-4 Vol%). Kalifeldspat und Quarz treten generell nur akzessorisch (in der feinkörnigen Varietät) oder als Nebengemengteile (in der grobkörnigen Varietät) auf.

Amphibol ist im Gabbrodiorit nicht als Primärkristallinat vertreten, sondern taucht erst in den Hybridgesteinen auf. Dort wird Pyroxen unter Ausbildung von Koronarstrukturen zunehmend von Amphibol verdrängt und sukzessive völlig ersetzt (Kap. 5.5.5.).



Abb. 5.2.: Feinkörnige Gabbrodiorit-Varietät: Serialporphyrisches Gefüge mit fluidal geregelten, komplex zonierten Plagioklaseinsprenglingen (Plag). Zahlen entsprechen Anorthitgehalten. Pyroxene (Px), Biotit (Bio). Feinkörnige Matrix ist schematisiert. P487A

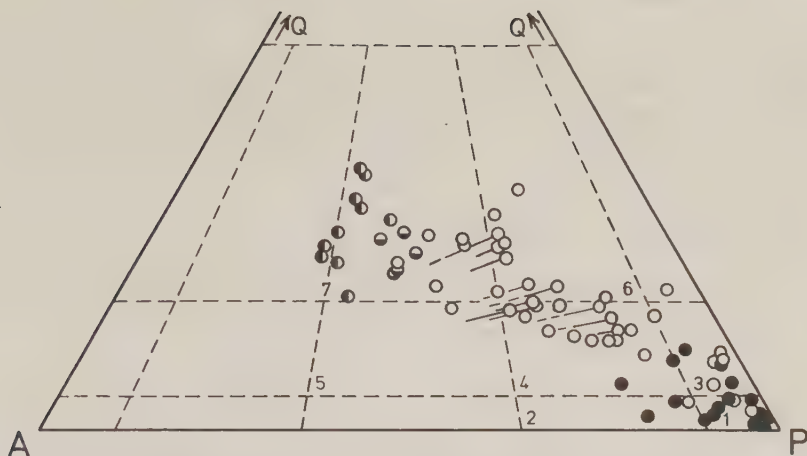


Abb. 5.3.: Modalbestand der Intrusivgesteine im QAP-Dreieck (STRECKEISEN, 1976). Die Abfolge reicht von Gabbrodioriten (1), Monzogabbrodioriten (2) und Quarzdioriten (3) über Quarz-Monzodiorite (4), Quarz-Monzonite (5), Granodiorite (6) bis zu Monzo- bzw. Syenograniten (7). Die Streuung der Hybridgesteinsproben (O) spiegelt die Inhomogenität der Hybridgesteine wider. Linien an Probenpunkten geben Matrixzusammensetzung und Gesamtgestein (mit geschätztem Anteil der Kfsp-Einsprenglinge) wieder. Gabbrodiorit (●), Allanitgranit (◐), Titanitgranit (◑).

Titanit und Zirkon treten erst mit zunehmender Hybridisierung als typische Akzessorien auf. Modalbestände sind im Anhang (Tab. I.a) aufgelistet. Abb. 5.3. zeigt die darstellenden Punkte von ausgewählten Gabbrodiorit-Proben im QAP-Dreieck. Sie liegen im Grenzbereich von Diorit/Gabbro, Monzo-Diorit/Gabbro bzw. Quarz-Monzodiorit-Gabbro. Nach der IUGS-Nomenklatur für Plutonite (STRECKEISEN, 1976) handelt es sich um Zwei-Pyroxen-Biotit-Monzogabbros und Monzodiorite bzw. um -Quarz-Monzogabbros und -Quarz-Monzodiorite. Als Sammelname wurde die Bezeichnung Gabbrodiorit gewählt, weil dies der Variationsbreite der basischen Gesteine am ehesten Rechnung trägt. Die Bezeichnung Norit, wie sie von SILVA & FERRARI (1976) gebraucht wird und von anderen Autoren später übernommen wurde (BESANG et al., 1977; FONSECA et al., 1979), ist für die basischen Intrusivgesteine des Santa Angélica-Plutons nicht gerechtfertigt. In Noriten sollte der modale Anteil von Orthopyroxen definitionsgemäß den von Klinopyroxen deutlich übersteigen; im Santa Angélica-Pluton ist das Gegenteil der Fall. Die Textur der Gabbrodiorite läßt die Auswirkungen von Protoklase erkennen. Infolge von Bewegungen teilkonsolidierten Magmas sind Pyroxene und Apatite zerbrochen, Plagioklase gebogen oder geknickt, Biotit gewellt und verbogen. Brüche und Risse sind von Eisenhydroxid rostbraun verfärbt. Protoklase ist im Santa Angélica-Pluton generell verarbeitet, in der Umgebung von Granit-schlieren jedoch besonders stark ausgeprägt.

5.1.1. PLAGIOKLAS

Habitus

Der Habitus von Plagioklas aus grobkörnigem Gabbrodiorit ist hypidiomorph bis allotriomorph, mit einfachen, buchtigen oder gebogenen Korngrenzen. Die Kristalle sind in Richtung der c-Achse gestreckt, tafelig nach (010) und variieren im Längen/Dicken-Verhältnis zwischen 2:1 und 5:1. Fluidalregelung ist normalerweise nicht ausgebildet (Ausnahme siehe oben).

Matrixplagioklas aus feinkörnigem Gabbrodiorit sind generell allotriomorph mit isometrischen Kornformen.

Plagioklaseinsprenglinge dagegen zeigen hypidiomorphen Habitus, sind tafelig nach (010) und nach der c-Achse gestreckt mit Längen/Dicken-Verhältnissen von 2:1 bis 8:1.

Zwillinge

Polysynthetische Albitzwillinge, z.T. kombiniert mit einfachen Karlsbader-Zwillingen sind allgemein verbreitet, wenn auch Matrixplagioklas oft völlig unverzwillingt ist. Periklinzwillinge sind weitgehend auf undeformierte Plagioklas beschränkt. Albitverzwilligung rührt teilweise von mechanischer Beanspruchung her (SPRY, 1983; TULLIS, 1983 und Abb. 5.7.), während Karlsbader- und Periklinzwillinge reine Wachstumsformen darstellen (vgl. WEISS, 1986).

Zonarbau

In Plagioklasen des grobkörnigen Gabbrodiorits ist in der Regel ein ausgeprägter, kontinuierlicher, normaler Zonarbau entwickelt, d.h. der Anorthitgehalt nimmt vom Kern zum Rand ab. In den Kernen schwanken die Werte zwischen 57 Mol% An und 42 Mol% An, entsprechend Labradorit- bis basischer Andesin-Zusammensetzung. Am Rand liegen die Anorthitgehalte bei 43 Mol% An bis 28 Mol% An entsprechend Andesin- bis Oligoklaszusammensetzung (Tab. I.b und Tab. II.a). Gelegentlich ist bei Plagioklasen des grobkörnigen Gabbrodiorits auch ein ungleichmäßiger, undulöser Zonarbau entwickelt.

Die Zonierungskurven von Plagioklas-Kornprofilen zeigen vom Kern zum Rand gleichmäßig flach abfallende Trends (Abb. 5.4a,b) ohne ausgeprägte Hauptzonenfolge oder eine deutlich ausgeprägte Hauptzonenfolge (Abb. 5.4.c,d) mit zum Rand hin stark abfallenden Zonierungskurven. Bei solchen Plagioklasen nimmt der Anorthitgehalt innerhalb der Kernzone nur geringfügig ab (Gradient 5-10 Mol% An), in der Mitte wesentlich stärker (Gradient 10-15 Mol% An) und im Randbereich wieder schwächer (Gradient 2-7 Mol% An). Anhand schematisierter Zonierungsprofile von Plagioklasen lassen sich Aussagen über ihre Kristallisationsbedingungen machen.

LOOMIS (1982) und LOOMIS & WELBER (1982) entwickelten experimentell ein Modell der Plagioklasfraktionierung, wobei sie Temperatur und H₂O-Gehalt variierten und es am natürlichen System des Rocky Hill Granodiorit-Plutons (Kalifornien) testeten. Solche simulierten Kornprofile sind in Abb. 5.5. zu sehen: Profil E zeigt den kontinuierlich abnehmenden Anorthitgehalt während des Kristallwachstums unter Gleichgewichts-Bedingungen.

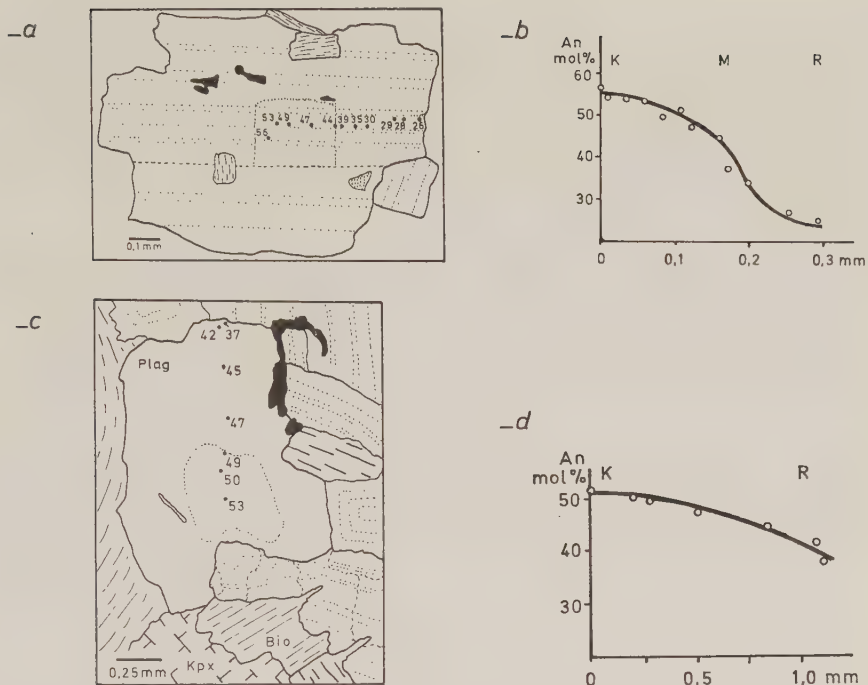


Abb. 5.4a-d: Zonierte Plagioklase aus grobkörnigem Gabbrodiorit mit Zonierungsprofil. Die Profile zeigen gleichmäßig abfallende Trends, die typisch für eine Gleichgewichtskristallisation sind. Anorthitgehalte (Ziffern mit Meßpunkten) mit optischer Bestimmung (a,b) und Mikrosonde (c,d). K - Kern, M - Mitte, R - Rand.
P 487 B, P 191

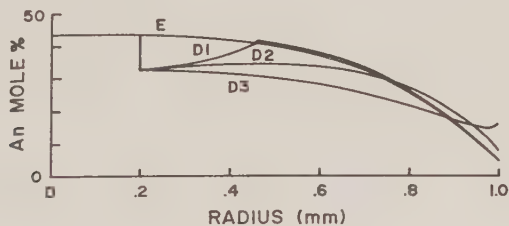


Abb. 5.5.: Experimentell simulierte Zonierungsprofile von isobar fraktioniertem Plagioklas aus Granodioritschmelze (2 Gew% H₂O). E: Equilibrium-Kristallisation; D1-3: Disequilibrium-Kristallisation (aus LOOMIS & WELBER, 1982; fig. 7).

LOOMIS (1982) zeigte, daß schon eine geringfügige Unterkühlung (15-20°C) der Schmelze oder Variationen im H₂O-Gehalt gravierende Änderungen in der Plagioklaszusammensetzung hervorrufen können (Variationsbereich 10-15 Mol% An), was sich in den Disequilibrium-Profilen D1 - D3 (Abb. 5.5.) widerspiegelt. Im Profil D1 ist eine einmalige Unterkühlung dokumentiert, die aufrechterhalten wurde, bis fortschreitende Fraktionierung mit H₂O-Anreicherung den Liquidus auf diese Temperatur abgesenkt hat. Anschließend wurde wieder Gleichgewichts-Wachstum simuliert.

Der deutlich reverse Zonarbau resultiert aus der abnehmenden Unterkühlungsrate während des Wachstums unter Ungleichgewichts-Bedingungen (LOOMIS & WELBER, 1982). Im Profil D2 wurde nach der erstmaligen Unterkühlung weiterhin so langsam abgekühlt, daß die Unterkühlungsrate am Ende des Zonierungsprofils gegen Null geht. Als Folge davon ist ein nur schwach reverser Zonarbau entwickelt. Profil D3 zeigt die Auswirkung auf den Zonarbau, die eine ständig aufrechterhaltene Unterkühlung hervorruft.

Auch die Plagioklaseinsprenglinge des feinkörnigen Gabbrodiorits zeigen eine ausgeprägte Hauptzonenfolge Kern Mitte Rand Saum in ihren Kornprofilen (Abb. 5.6.). Die Mitte markiert ein schmaler Einschlußraum, der idiomorphe Korngrenzen nachzeichnet (Abb. 5.2.; 5.6.) und die Kernzone vom Randbereich trennt. Opakphasen, Pyroxen und feinste Apatitnadeln (Größe max. 0.03mm) bauen diesen Einschlußsaum auf, Biotit und Plagioklas fehlen.

Die Anorthitgehalte im Zentrum der Kernzone betragen im Schnitt 52 Mol% An (Variationsbereich An58 - An46), an der Innenseite des Einschlußsaumes 40 Mol% An (Variationsbereich An47 - An32). Der Einschlußsaum markiert einen abrupten Abfall im Anorthitgehalt, der mehr als 10 Mol% An betragen kann (Abb. 5.6.).

Der schmale Randbereich weist wieder einen schwachen normalen Zonarbau von etwa 35 Mol% An an der Außenseite des Einschlußsaums bis etwa 25 Mol% An am Kornsaum auf. In seiner Durchschnittszusammensetzung entspricht der Randbereich derjenigen der Matrixplagioklase. Im Randsaum kommen sämtliche Minerale des feinkörnigen Gabbrodiorits als Einschlüsse vor, insbesondere Biotit und Plagioklas, deren Kristallisation erst im Verlauf der Ausbildung des Randsaums der Plagioklaseinsprenglinge einsetzt. Die Einschlüsse im Randsaum haben die durchschnittliche Größe der Matrixminerale. Matrixplagioklas weist im Durchschnitt Oligoklaszusammensetzung auf mit einem Variationsbereich von An35 - An24. Zonarbau ist gar nicht oder nur schwach normal entwickelt, der Gradient vom Kern zum Rand liegt zwischen 5-8 Mol% An.

Nach den Modellvorstellungen von LOOMIS (1982) und LOOMIS & WELBER (1982) lassen sich die Zonierungsprofile von Plagioklasen aus grobkörnigem bzw. feinkörnigem Gabbrodiorit folgendermaßen interpretieren: Die Kristallisation von Plagioklasen in grobkörnigem Gabbrodiorit fand weitgehend unter Equilibrium-Bedingungen statt, d.h. die Oberfläche des wachsenden Kristalls stand praktisch ständig im Gleichgewicht mit der umgebenden Schmelze. Daraus resultiert ein normaler, kontinuierlicher Zonarbau, sichtbar an einem gleichmäßig abfallenden oder sich zum Kornrand versteilenden Zonierungsprofil analog Profil E (Abb. 5.5.).

Plagioklaseinsprenglinge des feinkörnigen Gabbrodiorits kristallisierten zunächst ebenfalls unter Equilibrium-Bedingungen (Abschnitt K-E des Zonenprofils von Abb. 5.5.) zusammen mit Pyroxen-, Erz- und Apatiteinsprenglingen. In der abrupten Abnahme des Anorthitgehalts (11 Mol% An) im Bereich des Einschlußsaumes dokumentiert sich eine plötzliche geringfügige Unterkühlung des Systems (in der Größenordnung von 20°C) (Abb. 5.5., Profilabschnitt E-R), die wohl im Zusammenhang mit der Durchmischung feinkörnigen Gabbrodiorits mit der bereits teilweise konsolidierten grobkörnigen Varietät zu sehen ist. Beide Gesteinstypen sind ja auf das engste miteinander vergesellschaftet (Kap. 4.1.). Im Einschlußsaum der Plagioklase ist der Beginn der Kristallisation von Matrixpyroxen, einer zweiten, langprismatischen Apatitgeneration sowie feinkörnigen Opakphasen der Matrix festgehalten. Die Biotitkristallisation setzte ebenso wie diejenige von Matrixplagioklas erst danach ein. Die Biotitkristallisation entzieht dem System H₂O, was einer geringfügigen, fortdauernden Unterkühlung des Systems gleichkommt (LOOMIS & WELBER, 1982). Diese ruft einen schwach ausgebildeten, normalen Zonarbau im Randbereich der Einsprenglinge hervor (vgl. Abb. 4.21, Profilabschnitt R-S und Abb. 4.20, Profil D3). Zusätzlich entzieht der gleichzeitig kristallisierende Matrixplagioklas dem System Calcium. Die infolge der Unterkühlung stark angestiegene Nukleationsdichte (SWANSON, 1977) bewirkt die geringen Korngrößen der Matrixplagioklase und die Ausbildung von relativ schmalen Randsäumen der Einsprenglinge. Modalanalysen zeigen, daß der feinkörnige Gabbrodiorit zum Zeitpunkt der Unterkühlung mindestens 43 Vol% Festkörperanteil (i.e. Plagioklas- und Pyroxeneinsprenglinge; Apatit- und Erzphasen sind vernachlässigt), aufwies. In einem solchen "Kristallbrei" ("crystal mush") setzt jede weitere Kristallisation die effektive Viskosität drastisch herauf (SHAW, 1965). Dadurch kristallisierten die Plagioklasrandsäume praktisch unter statischen Bedingungen aus, woraus ihre xenomorphe Ausbildung resultiert.

Einschlüsse und Entmischungen

In den Kernzonen von Plagioklasen sind generell isometrisch geformte Wachstumseinschlüsse von Opakphasen ($\leq 3\mu\text{m}$) sowie winzige Apatit- und Rutil(?)-Nadeln ($B < 25\mu\text{m}$, $L 1.5\text{mm}$) zu finden. Diese Einschlüsse können so zahlreich sein, daß die Kristalle regelrecht mit dunklen Partikeln durchstäubt erscheinen. Auf diese Tatsache ist wohl auch die auffallend dunkle Farbe der Gabbrodiorite am frischen Bruch zurückzuführen. Soweit lichtmikroskopisch nachweisbar, handelt es sich bei den Opakphasen um Ilmenit. Ansonsten sind Plagioklase des grobkörnigen Gabbrodiorits frei von Einschlüssen. Plagioklase aus dem feinkörnigen Gabbrodiorit sind ebenfalls durchsetzt mit winzigen Opak- und Apatiteinschlüssen. Der Einschlußsaum in Plagioklaseinsprenglingen und seine Bedeutung wurden oben bereits angesprochen. Im Randbereich der Einsprenglinge treten zusätzlich auch Biotiteinschlüsse auf.

In Labradorit-/Andesin-Kernzonen von Plagioklasen treten feinste, rötlichbraun durchscheinende Ilmenit-Entmischungsplättchen auf, in Plutoniten ist dies eine relativ häufige Oxid-Entmischungsform (HAGGERTY, 1976).

Spindel- bis tropfenförmige Antiperthite finden sich gelegentlich unregelmäßig verteilt in Plagioklasen der Gabbrodiorite.

Deformationen

Auf Deformationen von Plagioklasen infolge von Protoklasen wurde bereits eingangs hingewiesen. In allen Proben sind leichte Verbiegungen oder Wellungen in s-Form zu beobachten, die im Schnitt zwischen 3° und 8° liegen. Damit verbunden sind undulöse Auslöschung, Subkornbildung (Abb. 5.7.) und Rekristallisation.

Im Übergangsbereich von Gabbrodioriten zu Hybridgesteinen bzw. in Mischgesteinszonen zeigen Plagioklasen wesentlich stärkere Deformationen, insbesondere, wenn sich Pyroxenkristalle in direkter Nachbarschaft befinden (Abb. 5.7.): Plagioklasleisten sind regelrecht um Pyroxen herumgebogen bzw. geknickt mit Winkeln, die mehr als 20° betragen können. Infolge erhöhter Verformungsraten entstanden an den Knickstellen durch Biegegleitung zahllose feine, mechanische Albit-Gleitzwillinge (SPRY, 1983) zusätzlich zu den bereits vorhandenen Wachstumszwillingen.

Die Plagioklasleisten bilden im Gabbrodiorit aufgrund ihres großen Anteils (45-60 Vol%) ein Gerüst, das auf Deformationseinwirkung mit plastischer Verformung reagiert (TULLIS, 1983; p.323). Am Kontakt zu starren Pyroxenkristallen können sich Verformungen besonders stark auswirken (Abb. 5.7.). Deformationen dieses Gerüsts aus Plagioklasleisten werden durch konvektive Magmenbewegungen hervorgerufen, die einen effektiven Mechanismus zum Massen- und Wärmetransfer innerhalb von Plutonen darstellen (SHAW, 1965; BARTLETT, 1969). Dies ist im Hinblick auf den Prozeß der Magmenmischung von größter Bedeutung (Kap. 5.5.; Kap. 6.).

Auf den hohen Kristallanteil des Gabbrodioritmagmas und die pseudoplastischen Eigenschaften solcher "crystal mushes" wurde im Abschnitt über die Intrusion synplutonischer Gänge bereits hingewiesen (vgl. hierzu besonders Kap.6.2.). "Crystal mushes" besitzen aufgrund ihrer hohen Viskosität (anders als Newton'sche Flüssigkeiten) eine vergleichsweise hohe Scherfestigkeit (PITCHER, 1979; MOLEN & PATERSON, 1979) besonders dann, wenn der Schmelzanteil solcher Magmen einen gewissen Grenzwert unterschreitet, der etwa bei 30-35 Vol% liegt (ARZI, 1987; MOLEN & PATERSON, 1979). Verformungen an Kristallen werden sich dort am stärksten ausprägen, wo "crystal mushes" hohen Verformungsraten ausgesetzt waren. Im Santa Angélica-Pluton sind das die Mischgesteinszonen mit den Übergangsbereichen zu Hybridgesteinen, wo die stärksten Deformationen an Plagioklaskristallen zu beobachten sind.

Verdrängungen

Spätmagmatische Verdrängung von Plagioklas durch Kalifeldspat ist im grobkörnigen Gabbrodiorit verbreitet. Die Verdrängung beginnt vom Kornrand her und kann bis zur weitgehenden Resorption fortgeschritten sein. Orientierte Überwachung wie in den Hybridgesteinen ist jedoch nicht zu beobachten. Plagioklas-Relikte sind an ihrer fetzenförmigen Gestalt zu erkennen. Mit der Plagioklas-Verdrängung kann auch Myrmekitisierung einhergehen, was eine spät-bis postmagmatische Umwandlung unter Beteiligung fluidreicher Phasen widerspiegelt. Niedrigthermale Serizitisierung von Plagioklas ist in Gabbrodioriten nur selten anzutreffen.

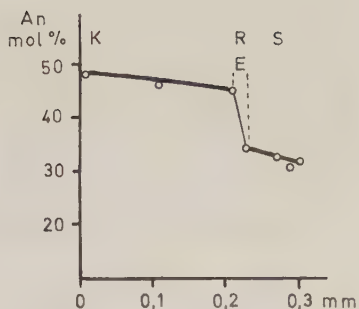


Abb. 5.6.: Komplex zonierter Plagioklaseinsprengling aus feinkörnigem Gabbrodiorit mit Zonierungsprofil. Ausgeprägte Hauptzonenfolge Kern (K) Rand (R) Saum (S), die Grenze Kern/Rand ist von einem Einschlußsaum (E) markiert. Damit verbunden ist eine drastische Abnahme des Anorthitgehaltes, was auf eine abrupte Unterkühlung des Magmas zurückzuführen ist. Mikrosondenmeßpunkte mit Anorthitgehalten sind eingetragen. Rechts unten Klinopyroxeneinsprengling (Kpx), Maßstab: 0.1mm. Schliff P 491

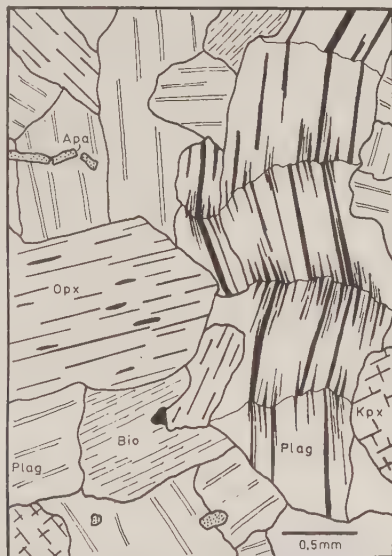


Abb. 5.7.: Deformierter Plagioklas aus grobkörnigem Gabbrodiorit. Plagioklas (Plag) ist teilweise um einen Orthopyroxenkristall (Opx) gebogen und zeigt Subkornbildung und Rekristallisationskörner. An den Knickstellen sind zu den Albitwuchstumszwillingen feine, enggestaffelte Albitleitzwillinge ausgebildet. Apatit (Apa) ist zerbrochen. Biotit (Bio), Klinopyroxen (Kpx). Schliff P 304

5.1.2. KALIFELDSPAT

Habitus, Zusammensetzung

Kalifeldspat bildet im grobkörnigen Gabbrodiorit generell ein xenomorphes Spätkristallinat, das Plagioklas verdrängt. Im feinkörnigen Gabbrodiorit fehlt er praktisch völlig. Es handelt sich um mikroperthitische Orthoklase, anscheinend mit geringem Al/Si-Ordnungsgrad, da eine Mikroklingitterung auch in Ansätzen nicht erkennbar ist (vgl. McLAREN, 1984). Die Zusammensetzung von Kalifeldspäten in perthitfreien, optisch homogenen Kornarealen liegt bei Or70-87 Ab28-12 AnO.7-2.7 (Tab. II.b). Damit sind die Anorthitgehalte der Matrixkalifeldspäte deutlich höher als die von Kalifeldspäten aus Hybridgesteinen (AnO-O.4) und Granit.

Die Kinetik der Al/Si-Ordnung in den Kalifeldspäten ist im wesentlichen von der Abkühlungsrate und der H₂O-Aktivität abhängig. WEISS (1986) konnte außerdem eine Behinderung des Ordnungsprozesses durch den vermehrten Calcium-Einbau in Kalifeldspäten des Ballachulish-Komplexes (Schottland) nachweisen. Möglicherweise sind die Erhöhung der Anorthitkomponente sowie die Kristallisation im H₂O-untersättigten Gabbrodioritmagma die Ursache für die Erhaltung der Kalifeldspäte im metastabilen Orthoklaszustand.

Entmischung, Verdrängung, Einschlüsse

Kalifeldspäte des Gabbrodiorits zeigen nur geringe Tendenz zu perthitischer Entmischung. Mikroperthite sind völlig unregelmäßig und ungleich dicht über verschiedene Kornareale verteilt. So gibt es optisch homogene Bereiche und mikroperthitische, z.T. in ihrer Textur mesoperthitische Bereiche. Rundliche spindelförmige oder hantelförmige Perthitstrukturen treten häufig auf; seltener faden- oder schlauchförmige Strukturen. Der Plagioklas wird sukzessive von Kalifeldspat verdrängt. Die Korngrenzen Plagioklas/Kalifeldspat sind tief gebuchtet z.T. treten Myrmekite auf. Einschlüsse in Kalifeldspat sind fetzenförmige Plagioklasreste, feinste Opakeinschlüsse und andere Minerale des Gabbrodiorits.

5.1.3. QUARZ

Quarz kommt nur akzessorisch oder allenfalls als Nebengemengteil des grobkörnigen Gabbrodiorits vor. Er zeigt xenomorphe Kornformen, tritt in Form von Myrmekitquarz oder bei der Verdrängung von Klinopyroxen durch Hornblende oder Biotit auf.

5.1.4. PYROXENE UND AMPHIBOL

ORTHOPYROXEN

Habitus, Textur, Zusammensetzung

Orthopyroxen ist in den Gabbrodioriten mit bis zu 4 Vol% vertreten. In den Übergangsbereichen zu Hybridgesteinen verschwindet er sehr schnell bzw. wird von Amphibol verdrängt. Orthopyroxen bildet leistenförmig gestreckte idiomorphe bis hypidiomorphe Körner, die eine Länge bis zu 4mm erreichen können. Im feinkörnigen Gabbrodiorit können die Einsprenglinge Fluidalregelung zeigen. Orthopyroxen der Matrix ist gedrungen mit hypidiomorphem Habitus.

Von Klinopyroxenen unterscheidet sich Orthopyroxen durch einen deutlichen, licht rosafarbenen Pleochroismus in Schnitten //(100) und //(010). Die Zusammensetzung der Orthopyroxene (11 Analysen) ist in beiden Varietäten des Gabbrodiorits sehr ähnlich (Tab. IIc). Sie liegt zwischen 61-64% Enstatit- und 1-5% Wollastonitkomponente, entsprechend der Durchschnittszusammensetzung von Hypersthen (Abb. 5.8.). Das Verhältnis $Mg/Mg + Fe$ beträgt 0.62-0.64. Die durchschnittliche Kationenformel (11 Analysen) für Hypersthene aus grobkörnigem und feinkörnigem Gabbrodiorit lautet: $Ca_{0.02}Mg_{0.21}Fe_{0.74}Mn_{0.03}Al_{0.04}Si_{1.96}O_6$. Zonarbau konnte in Orthopyroxen nicht nachgewiesen werden. In feinkörnigem Gabbrodiorit ist Orthopyroxen partiell von Klinopyroxensäumen umgeben bzw. Orthopyroxen bildet Einschlüsse in Klinopyroxen.

Einschlüsse und Entmischungen

Isometrische Erzeinschlüsse, meist Ilmenit, sind am häufigsten anzutreffen. Bei der beginnenden Verdrängung durch Amphibol können diese "Erztropfen" sehr zahlreich sein. Vereinzelt finden sich Apatiteinschlüsse in den Randbereichen der Körner.

Typische, wenn auch nicht ungewöhnliche, Entmischungsformen sind zahllose rötlich schimmernde Ilmenitschüppchen (HAGGERTY, 1976), //(100) der Hypersthene. Pyroxenentmischungen fehlen fast vollständig. Hypersthen ist demnach eine Primärphase (MASON, 1985) und nicht etwa invertierter Pigeonit. Fast submikroskopisch feine Lamellen //(100), wie sie gelegentlich in Orthopyroxenen auftreten, sind wohl Klinopyroxenentmischungen (S.WEISS, Juli 1986).

Verdrängung, Umwandlung, Deformation

In fast allen Proben ist die beginnende Verdrängung von Orthopyroxen durch Amphibol erkennbar. In den Übergangsbereichen zu Hybridgesteinen sind die Auswirkungen stärker. Alle diese Proben enthalten auch merkbare Anteile von Quarz und Kalifeldspat enthalten, und je größer deren Anteile, desto fortgeschrittener ist der Verdrängungsprozeß. In Mischgesteinszonen wird Orthopyroxen (und Klinopyroxen) sukzessive vollständig von grünem Amphibol ersetzt. Einzelne Verdrängungsstadien von Ortho- und Klinopyroxenen werden in Kap. 5.5.5. dargestellt und interpretiert. Spät- bis postmagmatische Umwandlungen in Talk und Serpentinminerale entlang von Korngrenzen, Sprüngen und Spaltrissen sind generell zu beobachten. Im Übergangsbereich der Gabbrodiorit-Normalfazies zu Hybridgestein sind Orthopyroxene geknickt oder zerbrochen.

KLINOPYROXEN

Habitus, Textur, Zusammensetzung

Klinopyroxen ist mit einem Volumenanteil von 5-11% das charakteristische mafische Mineral der Gabbrodiorite (Tab. Ib). Er bildet hypidiomorphe, nach der c-Achse gestreckte, bis 5mm lange Körner. Einsprenglinge in feinkörnigem Gabbrodiorit zeigen Fließregelung, wohingegen die kleineren Matrixpyroxene mit ihren eher isometrischen Formen keine Regelung erkennen lassen.

Klinopyroxene sind farblos oder leicht grünlich mit schwach grünem Pleochroismus in (010)-Schnitten. Die Achsenwinkel 2VZ schwanken zwischen 50° und 60°, die Auslöschungsschiefe reicht

von 38-43°. Diese Werte können bei Klinopyroxenen, die bereits ein Amphibolsaum erkennen lassen, erheblich schwanken. Obwohl solche Klinopyroxene noch ein recht hohes Chagrin gegenüber dem umgebenden Amphibol aufweisen, sind sie, wie Mikrosondenuntersuchungen zeigten, bereits weitgehend in ein fast submikroskopisch feines Aggregat von Amphibol, Quarz und ± Klinopyroxen umgewandelt. Nach den optischen Kriterien handelt es sich bei den Klinopyroxenen um diopsidischen bis salischen Augit.

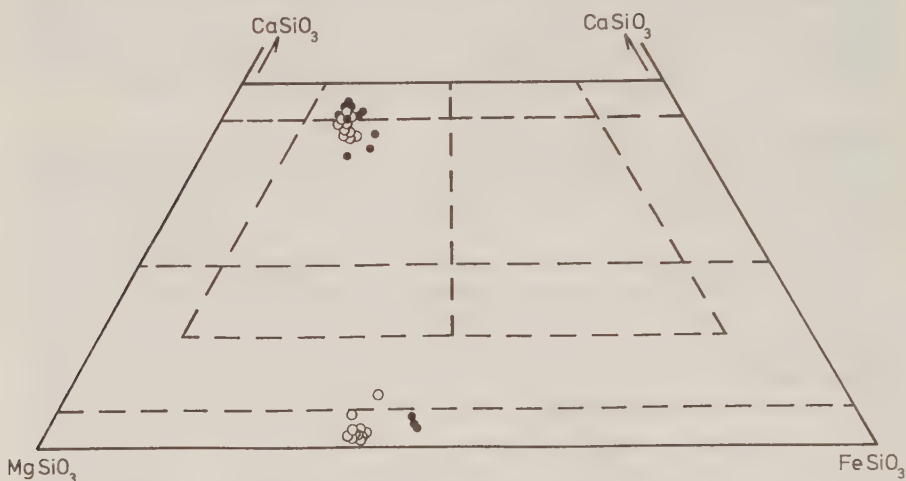


Abb. 5.8.: Zusammensetzung von Ortho- und Klinopyroxenen aus Gabbrodiorit (O) und Hybridgestein (●) im Pyroxenquadrilateral. Es handelt sich um Hypersthene und salische Augite (s. Tab. IIc).



Abb. 5.9.: Klinopyroxen (Kpx) wird von Biotit (Bio) verdrängt und Quarz (Qz) wird frei; aus Ilmenitentmischungen (schwarz) entstehen skelettartige Bildungen im Pyroxenkornrelikt. Schliff P 180A

Die Zusammensetzungen sind sich in beiden Gabbrodiorit-Varietäten sehr ähnlich (Tab. I.a), das Verhältnis $Mg/Mg+Fe$ liegt bei 0.78-0.80. Die durchschnittliche Kationenformel (8 Analysen) lautet $Na_{0.03}Ca_{0.87}Mg_{0.79}Fe_{0.30}Mn_{0.01}Al_{1.07}Si_{1.93}O_6$ entsprechend salischen Augiten (Abb. 5.8.). Ein chemischer Zonarbau konnte nicht nachgewiesen werden.

Einschlüsse, Entmischungen

Klinopyroxen zeigt wesentlich häufiger Einschlüsse als Orthopyroxen. Vorwiegend finden sich isometrische Ilmenitkörner und Apatit, gelegentlich auch Hypersthen.

Wie in Hypersthen sind feinste, rötlichbraune Ilmenitplättchen //(100) der Klinopyroxene eingelagert. Gelegentlich treten breite Entmischungslamellen einer weiteren Pyroxenphase auf.

Verdrängung, Umwandlung, Deformation

In den meisten Proben zeigt sich beginnende Verdrängung von Klinopyroxen durch Amphibol. Klinopyroxen wird im Übergangsbereich der Gabbrodiorite zu Hybridgesteinen sukzessive von grüner hastingsitischer Hornblende ersetzt. Die einzelnen Verdrängungsstadien (Koronastrukturen) werden in Kap. 5.3. ausführlich dargestellt.

Außerdem zeigt Klinopyroxen eine spätmagmatische Zerfallsreaktion zu titanreichem Biotit (siehe dort) und Quarz. Beim Zerfall von Klinopyroxen entstehen außerdem Erzphasen (meist Ilmenit), Karbonate und Chlorit.

AMPHIBOL

In den Gabbrodiorit-Varietäten tritt Amphibol nicht als primäre Phase, d.h. stabil neben Pyroxen und Biotit auf. Amphibol kristallisiert ausschließlich sekundär auf Kosten von Pyroxen, den er in Hybridgesteinen sukzessive vollständig ersetzt. Nur in "sauren" Hybridgesteinen ist Amphibol ein Primärkristallit.

5.1.5. BIOTIT

Habitus, Textur, Zusammensetzung

Titanreiche, rotbraun gefärbte, hypidiomorphe Biotitpoikiloblasten treten in beiden Gabbrodioritvarietäten auf. In der grobkörnigen Varietät können optisch homogene Einkristalle eine Größe von einigen Zentimetern erreichen. Zahlreiche Einschlüsse geben den Körnern ein zerfetztes Ansehen mit tiefen Einbuchtungen und teilweise zerfransten Kornrändern. Ihr Volumenanteil liegt zwischen 16% und gut 20% (Tab. Ia). Die chemische Zusammensetzung von Biotiten der Gabbrodiorite finden sich in Tab. IIId des Anhangs. Auffallend ist ihr konstant hoher Titangehalt (4.1-5.1 Gew% TiO_2) gegenüber deutlich niedrigeren Titangehalten von Biotiten des Allanit-Granits (1.5-3.6 Gew% TiO_2) und stark variierenden Werten in den Hybridgesteinen (2.9-4.7 Gew% TiO_2).

Die Magnesiumgehalte liegen bei 16.0-18.8 Gew% MgO , das Kationenverhältnis X_{Mg} ($X_{Mg}=Mg/Mg+Fe$) bei 0.73-0.75. Die Werte beim

Allanit-Granit sind demgegenüber geringer (11.6-13.8 Gew% MgO; $X_{Mg} = 0.52-0.58$), bei Hybridgesteinen wieder stark schwankend (11.0-17.6 Gew% MgO; $X_{Mg} = 0.52-0.70$).

Gesamteisen ist als zweiwertiges Eisen, Fe^{2+} tot. angegeben, da aus den Mikrosondenanalysen dreiwertiges Eisen nicht über Ladungsausgleich rechnerisch bestimmbar ist. In den Analysen sind auch Fluor- und Hydroxylgehalte nicht bestimmt. Deshalb sind Angaben über den Stabilitätsbereich der Biotite nicht möglich.

Die Kristallisationsfolge der Gabbrodiorite gibt jedoch wichtige Aufschlüsse über die H₂O-Gehalte des Magmas (WONES & GILBERT, 1982): Biotit kristallisiert in beiden Gabbrodiorit-Varietäten nach Klinopyroxen, Hornblende fehlt in der Kristallisationsfolge. Die gleiche Beobachtung machte der Autor auch bei den Gabbros des Venda Nova-Plutons. Die Bildung von Hornblende begann erst in den Hybridgesteinen, und dort zunächst nach Biotit (Kap. 5.5.).

NANEY & SWANSON (1980) zeigten, daß in K₂O-reichen Silikatschmelzen bei geringer H₂O-Aktivität Biotit vor Hornblende kristallisiert. NANEY (1983) betont nochmals den Einfluß des H₂O-Gehalts eines Magmas auf die Kristallisationsfolgen. Für die Bildung von Hornblende (in Gesteinen mit entsprechenden CaO-Gehalten) sind nach NANEY (1983) wenigstens 2.5-3 Gew% H₂O bei 8kb bzw. min. 4 Gew% H₂O bei 2kb notwendig.

Bei den beiden Gabbrodiorit-Varietäten handelte es sich demnach um "trockene" Magmen, mit geringen H₂O-Aktivitäten. Auf diese Weise wurde die Bildung von Hornblende verhindert, so daß in der Kristallisationsfolge auf Klinopyroxen titanreicher Biotit folgt.

Einschlüsse und Deformation

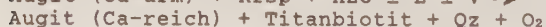
Typische Einschlüsse in titanreichem Biotit sind Apatit, der pleochroitische, "radioaktive" Höfe erzeugt und unterschiedlich große Ilmenitkörner. Daneben auch Pyroxen und Plagioklas.

Die großen Biotitpoikiloblasten lassen gewöhnlich die Auswirkungen von schwacher Deformation erkennen, die sich in undulöser Auslöschung sowie Verbiegungen und Flexuren der (001)-Schichtpakete äußern. Aufgrund der Beanspruchung öffneten sich entlang der Spaltflächen schmale Räume zwischen den Schichtpaketen, die jetzt vorwiegend mit Kalifeldspat, seltener mit Quarz gefüllt sind.

Verdrängung von Pyroxen

In Übergangsbereichen von Gabbrodiorit zu Hybridgesteinen werden die Phasengrenzen Klinopyroxen/Biotit instabil, schließlich wird Klinopyroxen völlig von Biotit verdrängt. Quarz wird frei (Abb. 5.9.), die entmischten Ilmenitschüppchen in den Pyroxenen "koagulieren", bilden skelettartige Massen in den Pyroxenrelikten oder sammeln sich als rundliche Körner. Im Verlauf der Reaktion verschwindet Pyroxen weitgehend, zurück bleiben einzelne Biotitleisten und Erzkörner, die in "Quarzseen" schwimmen.

WONES & EUGSTER (1965) beschreiben die spätmagmatische Pyroxen-Zerfallsreaktion



Das heißt, der Pyroxen reagiert mit titanreicher Restschmelze und re-equilibriert zu calciumreicherer Zusammensetzung, wobei titanreicher Biotit und Quarz entstehen. Im vorliegenden Fall ging die Reaktion jedoch bis zum weitgehenden oder völligen Zerfall von Pyroxen weiter.

5.1.6. ERZPHASEN, APATIT, AKZESSORIEN

Ilmenit/Hämatit, Magnetit

Vorherrschende Erzphasen der Gabbrodiorite sind Ilmenit/Hämatit-Körner mit komplexen Entmischungsstrukturen. Ilmenit/Hämatit-Entmischungen sind nach HAGGERTY (1976) typisch für Intrusivkörper großer Krustentiefen und auf diese beschränkt.

Hämatit bildet längliche, linsenförmige Entmischungskörper in den Ilmenitkörnern. Sie können eine solche Größe und Varietät bilden, daß kaum zu entscheiden ist, welches die Entmischungsphase und welches das Wirtsmineral ist. In der Regel lassen sich zwei Entmischungsphasen nachweisen. In großen Hämatitlinsen treten kleinere ovale oder linsige Ilmenitkörperchen auf.

Magnetit tritt mengenmäßig gegenüber Ilmenit/Hämatit deutlich zurück. Die isotropen Magnetitkörner zeigen beigebraune Färbung, rötlichbraune, titanreiche Magnetite sind selten. Ulvöspinellentmischungen in solchen titanreichen Magnetiten waren selbst bei 500facher Vergrößerung (Ölimesion) nicht nachzuweisen. Gelegentlich treten einzelne grobe Ilmenitentmischungslamellen in Magnetit auf.

Sulfiderze finden sich nur in Spuren (Kupferkies, Magnetkies). Erzphasen machen etwa 3-5 Vol% der Gabbrodiorite aus (Tab. I.b).

Apatit

Apatit tritt in Form derber, idiomorpher Kristalle auf mit einem Längen/Dicken-Verhältnis von 2:1 bis 8:1 ($LDI=2-8$). In der feinkörnigen Gabbrodiorit-Varietät ist eine jüngere Generation feiner langprismatischer Apatitnadeln ($LDI=15-25$) zu beobachten. Sie zeigen oft lange, //c gestreckte, hohle Kanäle in ihrem Inneren. Nach WYLLIE et al. (1962) resultieren solche Wuchsformen aus schneller Abkühlung. Apatit erreicht in den Gabbrodioriten Nebengemengenteile von 0.5-4 Vol%. Apatitkristalle sind häufig in einzelne kleinere Stücke zerbrochen, insbesondere in den Übergangsbereichen von Gabbrodioriten zu Hybridgesteinen.

Akzessorien

Zirkon, Titanit und Allanit sind in Gabbrodioriten nur ganz vereinzelt anzutreffen, im Gegensatz zu ihrem häufigem Auftreten in Hybridgesteinen und Graniten.

5.2. KRISTALLISATIONSFOLGE DES GABBRODIORITS

Die feinkörnige und die grobkörnige Varietät der Gabbrodiorite sind in ihrem Mineral- und Modalbestand, der Mineralzusammensetzung (Kap. 5.1.; Tab. I, II.) und ihrer chemischen Zusammensetzung (HORN, 1987; Tab. 8) praktisch identisch. In einigen Punkten gilt dies auch für ihre Kristallisationsgeschichte, so daß von einem Gabbrodioritmagma ausgegangen werden kann, das in zwei unterschiedlichen Varietäten kristallisierte. Die Entwicklungen, die zu ihrer großteils gleichen Ausscheidungsfolge, aber zu unterschiedlichen Texturen und zu einer abrupten Unterbrechung der Kristallisationsfolge in der feinkörnigen Varietät führten, werden im folgenden diskutiert.

Der Mineralbestand, die Kristallisationsfolge sowie der Strukturzustand einzelner Minerale der Gabbrodiorite deuten auf eine Kristallisation des Magmas bei H₂O-Untersättigung hin, die auch noch im Solidusbereich gegeben war.

Amphibol fehlt in der Kristallisationsfolge der Gabbrodiorite (Kap. 5.1.). Allenfalls in den Übergangsbereichen zu Hybridgesteinen kristallisiert Hornblende auf Kosten von Pyroxen nach oder gleichzeitig mit titanreichem Biotit. Nach BOWEN's (1922; 1928) Reaktionsprinzip fraktioniert mit zunehmender H₂O-Anreicherung in der Restschmelze Hornblende vor Biotit. Dies ist der Normalfall, wie er in dioritischen, tonalitischen und granodioritischen Intrusivkomplexen und in Batholitgebieten in der Regel zu beobachten ist (PITCHER, 1987; MASON, 1985; BATEMAN & CHAPPELL, 1979).

Nach WONES & GILBERT (1982; p. 362-364) kann allerdings bei hohen K₂O-Anteilen in H₂O-untersättigten Magmensystemen Biotit direkt nach Klinopyroxen und vor Hornblende kristallisieren. NANEY (1983) zeigte die Abhängigkeit der Hornblende-Fraktionierung vom Calcium-Gehalt und insbesondere vom H₂O-Gehalt der Schmelze. In der Kristallisationsfolge entsprechend untersättigter Magmen kann Hornblende überhaupt fehlen.

Die Petrographie und Kristallisationsfolge der Gabbrodiorite weisen demnach auf eine deutliche H₂O-Untersättigung des Gabbrodioritmagma hin. Nur die Auswirkungen der Magmenmischung und Hybridisierung ließen in Übergangsbereichen zu Hybridgesteinen die Kristallisation von Hornblende zu, entweder nach oder zusammen mit Biotit.

Die Ausscheidungsfolge beginnt mit der Kristallisation von Hypersthen zusammen mit Oxidphasen, gefolgt von salischem Augit, Apatit und Plagioklas. Titanbiotit kristallisiert vor xenomorphem Kalifeldspat und Quarz. Die Biotitpoikiloblasten sind noch zusammen mit Plagioklaskristallen plastisch deformiert, so daß auf geöffneten Spaltfugen xenomorpher Kalifeldspat kristallisierte. Klinopyroxen wird spätmagmatisch partiell von Titanbiotit unter Quarzbildung verdrängt (Kap. 5.1.5.). Xenomorpher Kalifeldspat kristallisiert nahe des Solidus' auf Kosten von Plagioklas.

In der feinkörnigen Gabbrodioritvarietät wird die kontinuierliche Ausscheidungsfolge Orthopyroxen/Oxidphasen → Klinopyroxen →

Apatit → Plagioklas noch vor Einsetzen der Biotitkristallisation abrupt gestört. Die feinkörnige Textur der Matrix, der feinsten-gelige, langprismatische Habitus der jüngeren Apatitgeneration (Kap. 5.1.6.) sowie der diskontinuierliche Zonarbau der Plagioklaseinsprenglinge (Kap. 5.1.1.) deuten auf eine geringfügige, aber abrupte Unterkühlung (Größenordnung 15-20°C) des Gabbrodioritmagmas hin. Als Ursache für eine solche geringfügige, aber wirkungsvolle Unterkühlung (LOOMIS & WELBER, 1982) sind konvektive Magmenbewegungen anzusehen, wobei unterschiedlich weit konsolidierte Magmenteile miteinander vermengt wurden. Dafür sprechen die Geländebeobachtungen (Kap. 4.1.) wie auch kleine Einschlüsse von grobkörnigem Gabbrodiorit in der feinkörnigen Varietät. Zu diesem Zeitpunkt enthielt das Magma der feinkörnigen Varietät bereits mehr als 50 Vol% Kristallphasen. Thermische Konvektion ist jedoch selbst in solchen viskosen, kristallreichen Schmelzen ("crystal mushes") ein effektiver Mechanismus für den Wärme- und Materialtransport (SHAW, 1965; BARTLETT, 1969). FYFE (1987) diskutiert sogar Konvektionsgeschwindigkeiten von 1cm/s in hochviskosen Magmen von 10^{12} poise (vgl. auch RICE, 1985). Auf diese Weise können heißere Magmenteile mit kühleren, bereits teilweise konsolidierten Partien vermengt werden, wobei sich infolge von Unterkühlung und magmatischem Fließen die feinkörnigen Fluidalgefüge und typischen Mineraltexturen bilden.

Die Unterbrechung der kontinuierlichen Kristallisationsfolge im feinkörnigen Gabbrodiorit dokumentiert sich sehr eindrucksvoll im Zonarbau der Plagioklaseinsprenglinge (Kap. 5.1.1.). Idiomorphe, normal zonierte Labradorit/Andesin-Kristalle sind von einem xenomorphen Andesin/Oligoklassaum umgeben. Den abrupten Wechsel in der Zusammensetzung (Größenordnung 10-15 Mol% An) markiert ein Saum aus Pyroxen-, Opak- und Apatiteinschlüssen. Biotit ist in diesem Saum nicht vertreten (Abb. 5.2, 5.6a,b), er erscheint als Einschlußmineral erst in den Randsäumen der Plagioklase bzw. kristallisierte zusammen mit der Matrix.

Eine hohe Nukleationsdichte im Gabbrodioritmagma infolge der plötzlichen Unterkühlung (SWANSON, 1977) begünstigte die Ausbildung einer feinkörnigen Textur mit allotriomorphen Kornformen der Matrixminerale. Aufgrund der raschen Konsolidierung (und geringer H₂O-Aktivität) des feinkörnigen Gabbrodiorites fehlt spätmagmatischer Kalifeldspat weitgehend in diesem Gestein.

Modalanalysen der feinkörnigen Gabbrodioritvarietät, verglichen mit Modalanalysen der basischen Einsprenglingspopulation (Plagioklas, Pyroxen/Hornblende, Opakphasen, Apatit) der Hybridgesteine (Tab. 1b, d) sowie die Interpretation der Verbandsverhältnisse der Gesteine (Kap. 4.1.; Kap. 4.3.1.) deuten darauf hin, daß das H₂O-untersättigte Gabbrodioritmagma des Santa Angélica-Plutons als "crystal mush" (Anteil der Kristallphasen >50-60 Vol%) nahe seinem Solidus intrudierte bzw. sich mit dem Granitmagma vermengte (vgl. Kap. 6.).

5.3. GRANITE

Texturen und Gefüge

Die beiden Granittypen des Santa Angélica-Plutons, Allanitgranit und Titanitgranit, unterscheiden sich gravierend voneinander, was ihre Korngröße, ihr Gefüge und ihre Textur betrifft. Der mengenmäßig bei weitem vorherrschende Allanitgranit zeigt sehr grobkörnige, porphyrische Textur mit Mikroklineinsprenglingen bis 8cm Größe und Quarzkörnern bis 3.5cm Länge. Das Gefüge (Abb. 5.10a) ist gekennzeichnet durch Fluidalregelung der Großfeldspäte; im Randbereich der Intrusion treten bereichsweise stark ausgeprägte Fließgefüge auf mit straffer Paralleltextur und augigen Feldspäten (Abb. 7.4.).

Da der Allanitgranit im Santa Angélica-Pluton nie in großen homogenen und zusammenhängenden Einheiten auftritt, sondern immer in Form unterschiedlich großer Schlieren, ist praktisch immer eine gewisse Beeinflussung des Mineralbestands durch Hybridgesteinsmaterial feststellbar. Der Mineralbestand (Abb. 4.18.; Tab. Ic) setzt sich zusammen aus Mikroklin, $\pm$ saurer Andesin/Oligoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit, $\pm$ Hornblende, Ilmenit/Hämatit, Titanit, Allanit, $\pm$ Zirkon, $\pm$ Apatit.

Der Titanitgranit ist nur schwach porphyrisch. Er zeigt kein gerichtetes Gefüge (Abb. 5.10b). Sein Modalbestand (Abb. 5.3.; Tab. Ic) setzt sich aus folgenden Mineralen zusammen: Mikroklin, Oligoklas, Quarz, Biotit, Ilmenit/Hämatit, $\pm$ Magnetit, Titanit, $\pm$ Zirkon, $\pm$ Apatit, $\pm$ Zirkon.

5.3.1. PLAGIOKLAS

Im Allanitgranit gehört Plagioklas zu den Matrixmineralen (Größe bis 0.5cm). Er bildet hypidiomorphe Kristalle mit Anorthitgehalten von An₂₈ bis An₂₀, entsprechend Oligoklaszusammensetzung. Der Zonarbau der Oligoklasen läßt eine schwach ausgeprägte normale Hauptzonenfolge Kern Rand erkennen mit einem Gradienten von 0.5-5 Mol% An. Die Plagioklasen sind überwiegend polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwilligt. Gelegentlich zeigen sie gebogene Zwillingslamellen und Albitzwillinge als Auswirkung von Deformation, wie sie bereits bei den Plagioklasen des Gabbrodiorits beschrieben wurde (Abb. 5.7.). Die Plagioklasen des Allanitgranits sind praktisch frei von Einschlüssen. An den Korngrenzen Plagioklas/Kalifeldspat sind häufig Myrmekite zu beobachten.

Gelegentlich treten auch komplex zonierte Plagioklasen (Kap. 5.5.2.) im Allanitgranit auf, insbesondere in geringmächtigen Schlieren oder im Randbereich von Schlieren. Dies sind hypidiomorphe, teilweise korrodierte Andesine bis Oligoklasen mit fleckigem Zonarbau (patchy zoning) und zahlreichen Einschlüssen (Biotit, Apatit, Opakphasen, seltener auch Hornblende). Hierbei handelt es sich allerdings nicht um primäre Mineralphasen des Granits, sondern um Kristalle, die bei der Vermengung basischer und saurer Magmen in den Granit übernommen wurden (vgl. Kap. 6.).

Der Titanitgranit führt hypidiomorphe Plagioklase bis 3mm Größe. Ihr Anorthitgehalt liegt bei 20-24 Mol% An, entsprechend sauren Oligoklasen. Polysynthetische Albitzwillinge und einfache Karlsbaderzwillinge sind die häufigsten Verzwillingungsformen.

5.3.2. KALIFELDSPAT

Die Kalifeldspäte des Allanitgranits bilden nach (010) plattige Großkristalle mit hypidiomorphen Internstrukturen (Zonarbau) und xenomorphen Randzonen (Abb. 5.10a). Kristalle mit 8cm Länge sind keine Seltenheit, im Durchschnitt erreichen sie jedoch 3-5cm Größe. Xenomorphe Kalifeldspäte der Granitmatrix sind bis 5mm groß. Kalifeldspat ist am Aufbau des Allanitgranits mit 25-40 Vol% beteiligt (Tab. Ic), der Anteil kann jedoch mehr als 50 Vol% erreichen, wovon die Großfeldspäte den größten (ca. 90%) Teil ausmachen.

Die Kalifeldspäte des Titanitgranits werden maximal 1.5cm, in der Regel nur ca. 0.5cm groß. Sie übersteigen damit die Durchschnittsgröße der Matrix kaum mehr als um den Faktor 2. Wie die Großfeldspäte des Allanitgranits zeigen die Körner xenomorphe Randzonen und hypidiomorphe Internstruktur (Einschlußzonarbau). Kalifeldspat bildet im Titanitgranit einen Anteil von 20-35 Vol% (Tab. Ic).

Porphyrische Texturen granitoider Gesteine, insbesondere solche mit Kalifeldspat-Großkristallen, müssen nicht notwendigerweise infolge mehrphasiger Kristallisation bei wechselnden Abkühlungsraten (Unterkühlung) entstehen (sog. hiatalporphyrische Texturen). SWANSON (1977) und KIRKPATRICK (1981) zeigten, daß auch einphasige Kristallisation bei geringer Nukleationsdichte, hoher Wachstumsrate und gleichmäßiger Abkühlungsrate porphyrische Texturen erzeugen kann. Gerade Kalifeldspäte mit ihren hohen Wachstumsraten (SWANSON, 1977) neigen dabei zur Bildung von Großkristallen. So sind porphyrische Texturen von Graniten ein Zeichen langsamer, kontinuierlicher Abkühlung, feinkörnige, aphyrische Texturen eher ein Hinweis auf schnelle Abkühlung (hohe Unterkühlungsraten).

Zwillinge, Zonarbau, Zusammensetzung

Karlsbader Zwillinge sind bei den Kalifeldspäten beider Granittyppen weit verbreitet. Großfeldspäte des Allanitgranits zeigen einen ausgeprägten optischen und chemischen Zonarbau. Bei den Kalifeldspäten des Titanitgranits ist ein deutlicher Einschlußzonarbau entwickelt (Abb. 5.10b), mit dem allerdings kein chemischer Zonarbau gekoppelt zu sein scheint. In beiden Gesteinen liegen die Kalifeldspäte in Form von Mikroklinen vor, mit scharf konturierter "Gitterung" in Schnitten // (001).

Die durchschnittliche Zusammensetzung (Tab. IIb) von Mikroklinen aus Allanitgranit liegt bei Or79-93 Ab7-21 AnO-0.4, die von Mikroklinen aus Titanitgranit bei Or88-93 Ab7-12 AnO-0.2.

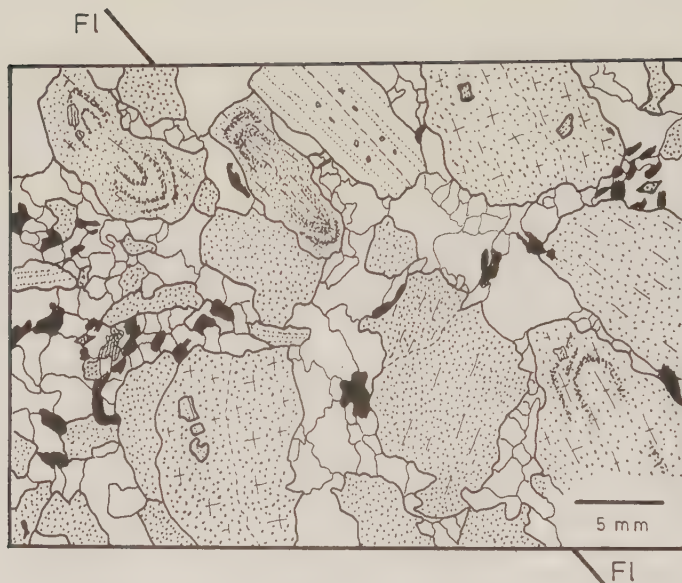


Abb. 5.10a: Gefüge des grobkörnigen porphyrischen Allanitgranits. Die Richtung der Fluidalregelung (Fl) der Großfeldspäte ist eingetragen. Matrixminerale sind schematisiert. Schliff R 380C

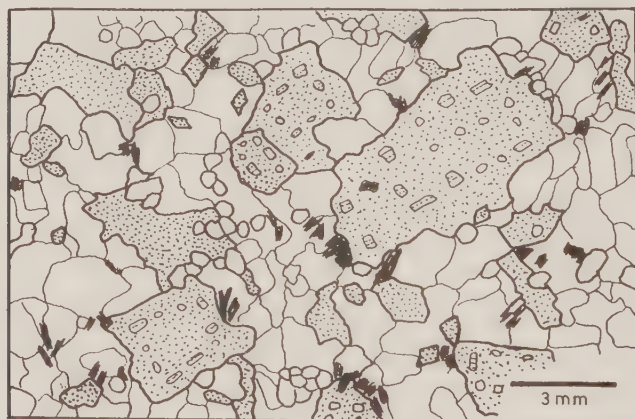


Abb. 5.10b: Gefüge des schwach porphyrischen Titanitgranits. Grundmasse ist schematisiert dargestellt. Kalifeldspäte (punktiert) zeigen Einschlußzonarbau isomorpher Quarzkörner und Plagioklas. Mafite und Erz (schwarz). Schliff R 400

Entmischungen, Einschlüsse

Kalifeldspäte des Allanitgranits zeigen bereits makroskopisch erkennbaren Filmperthit; Mikroperthite bilden enggestaffelte schlauch-, faden- oder tropfenförmige Entmischungskörper. In manchen Kornbereichen sind diese so dicht gedrängt, daß eine Mesoperthittextur entsteht.

Kalifeldspäte des Titanitgranits dagegen weisen nur wenig Perthitentmischungen in Faden- oder Flammenform auf. Ein ausgeprägter Einschlußzonarbau (Abb. 5.11b) ist typisch: Isometrische, runde Quarzkörner und hypidiomorphe Plagioklaskörner, seltener auch Biotitschüppchen, bilden die Einschlüsse. Die Großfeldspäte des Allanitgranits zeigen im Korninnern nur Plagioklaseinschlüsse, in den Randbereichen der Körner gelegentlich etwas Biotit.

5.3.3. QUARZ

Im Allanitgranit bildet Quarz bis zu 3.5cm lange, xenomorphe Körner. Diese grenzen oft direkt aneinander und durchziehen reichsweise wie Adern das Gefüge. Rundliche, isometrische "Quarztropfen" (Größe $\leq 0.5\text{mm}$) kennzeichnen den Titanitgranit. Diese Quarze kommen zusammen mit Plagioklas auch als Einschlüsse in Mikroklin vor. Eine zweite, jüngere Quarzgeneration tritt in Form lappiger Körner auf, die eine Größe bis knapp 2mm erreichen und damit deutlich größer sind als die isometrischen Quarze.

5.3.4. BIOTIT

Biotit ist am Aufbau des Allanitgranits mit durchschnittlich 5.5 Vol% beteiligt. Durch die ungleichmäßige Verteilung der Matrixminerale liegt der Schwankungsbereich zwischen 2.5 und 9.0 Vol%. Biotit bildet kleine Schüppchen bis 3mm Größe mit schmutziggrüner Eigenfarbe (Chemische Zusammensetzung in Tab. IIe). Die Titangehalte sind mit 1.5-2.1 Gew.% TiO_2 deutlich niedriger als die von Biotiten der Gabbrodiorite und Hybridgesteine.

Die Magnesiumgehalte liegen bei 11.8-13.5 Gew% MgO , das Kationenverhältnis X_{Mg} bei 0.52-0.58. Im Titanitgranit hat Biotit einen Anteil von etwa 6 Vol% bis knapp 9 Vol%. Die hypidiomorphen, schmutzig olivgrünen Körner erreichen eine Größe bis 0.5mm. Die Titangehalte bewegen sich zwischen 2.5-2.8 Gew% TiO_2 , MgO macht 7.2-8.1 Gew% aus, die Werte für X_{Mg} betragen 0.35 bis 0.37.

Im Allanitgranit kristallisiert Biotit nach Plagioklas und Kalifeldspat vor Quarz; im Titanitgranit zusammen mit Plagioklas und Quarz I vor Kalifeldspat und Quarz II.

5.3.5. ERZPHASEN, TITANIT, AKZESSORIEN

Im Allanitgranit finden sich Erzphasen, Titanit und die Akzessorien zusammen mit Biotit in Ansammlungen zwischen den Großfeldspäten. Im Titanitgranit sind diese Minerale gleichmäßig verteilt. Vorherrschende Erzphase in beiden Graniten ist Ilmenit, daneben kommt auch Magnetit vor. Sulfiderze sind selten.

Titanit kommt im Allanitgranit meist in Form massiger Körner vor, während er im Titanitgranit oft idiomorphe Kristalle bildet. Er kann Anteile bis 2.5 Vol% erreichen und damit ein Nebengemengteile der Granite bilden. Apatit bildet durchweg kleine, schlanke Säulen (LDI 3-6) von maximal 0.5mm Länge. Zirkon tritt im Gegensatz zu den Hybridgesteinen in den Graniten eher selten auf. Eine Zirkontypologie zur Charakterisierung der Granite nach der Methode von PUPIN (1980) konnte aufgrund des geringen Probenmaterials nicht erstellt werden. Xenotim in idiomorphen Kristallen ist ein weiteres Akzessorium der Granite.

Allanit ist das kennzeichnende Mineral des grobkörnigen porphyrischen Granits des Santa Angélica-Plutons. Allanit ist auch ein Akzessorium des Titanitgranits. Im grobkörnigen Allanitgranit erreichen die idiomorphen Kristalle eine Größe bis 0.5cm. Im Dünnschliff ist häufig ein ausgeprägter Zonarbau der Kristalle erkennbar. Oft sind die Kernbereiche der Körner isotropisiert. Radialstrahlige Risse strahlen von den Allaniten in die umgebenden Minerale, vor allem Plagioklas, aus.

Grüne, magnesium-hastingsitische Hornblende (Tab. II.d) tritt akzessorisch im Allanitgranit auf. Insbesondere in randnahen Bereichen von Granitschlieren ist sie häufiger anzutreffen. Allerdings ist Hornblende keine primäre Mineralphase des Granits und nicht stabil. Die Korngrenzen sind gebogen und gebuchtet, teilweise symplektitisch mit Quarz verwachsen. Hornblende wird von Biotit verdrängt.

5.4. KRISTALLISATIONSFOLGE DER GRANITE

Basierend auf den petrographischen Beobachtungen ergibt sich für den Allanitgranit folgender Kristallisationsverlauf: Auf die primäre Ausscheidung der Oxidphasen folgt die Kristallisation von Oligoklas, der von Kalifeldspat eingeschlossen wird. Im weiteren Verlauf kristallisieren Plagioklas und Kalifeldspat gemeinsam. Erst nach Oligoklas und gegen Ende der Kalifeldspatkristallisation setzt die Ausscheidung von Biotit ein, dem schließlich Quarz folgt. Einzelne Hornblendekörner, die im Allanitgranit auftreten, sind als Xenokristalle anzusehen, die aus dem Hybridmagma übernommen wurden (vgl. Kap. 5.5.; Kap. 6.). Hornblende gehört nicht zur ursprünglichen Kristallisationsfolge des Allanitgranits.

Granitmagmen sind als ein Produkt der Krustenanatexis in der Regel H₂O-untersättigt bzw. erreichen erst im Spätstadium ihrer Kristallisationsgeschichte H₂O-Sättigung (WYLLIE, 1977; 1982). Auf den Einfluß des H₂O-Anteils (neben der Temperatur) auf die Kristallisationsfolge von Granit- und Granodioritmagmen wiesen MAALOE & WYLLIE (1975) und NANEY (1983) hin, wobei oberhalb 2kb die Druckabhängigkeit der Liquiduskurven recht gering ist (NANEY, 1983). MAALOE & WYLLIE leiteten aus dem Einsetzen der Biotitkristallisation den H₂O-Gehalt von Granitsystemen ab. Aus den mikroskopischen Beobachtungen läßt sich im Allanitgranit die Kristallisationsfolge Plag→Kfsp→Bio→Qz ableiten. Biotit erscheint gegen Ende oder nach der Kalifeldspat-Kristallisation, jedoch vor Quarz.

Die Geländeverhältnisse (Kap. 4.3.) in Verbindung mit der Textur des Allanitgranits sowie die Textur und Petrographie der Hybridgesteine (Kap. 5.5.) geben Aufschluß darüber, daß der Allanitgranit nicht in situ auskristallisierte, sondern in Form einer kristallreichen Masse (crystal mush) mit Kristallanteilen >50 Vol% zusammen mit dem ebenfalls kristallreichen Gabbrodioritmagma intrudierte.

Im Titanitgranit erscheinen nach den Oxidphasen gemeinsam Oligoklas, Biotit und Quarz I, gefolgt von Mikroklin und Quarz II. Biotit kristallisiert also früh, vor Mikroklin und mit Quarz.

5.5. HYBRIDGESTEINE

5.5.1. TEXTUR, MODALE ZUSAMMENSETZUNG

Hybridgesteine sind in Korngröße, Textur und Zusammensetzung äußerst variabel, wobei Korngröße und Textur in etwa miteinander korrelierbar sind: Grobkörnige Gesteine sind regellos körnig, oder sie lassen eine schwache Paralleltextur erkennen. In feinkörnigen Gesteinen sind ausgeprägte Fluidaltextures entwickelt mit z.T. sehr straffer Paralleltextur. Typisch ist eine porphyrische Textur, wobei die Einsprenglinge allerdings oft nicht einge-regelt, sondern gegen das generelle Fließgefüge der Matrix ro-tiert sind.

Die Zusammensetzung der Hybridgesteine reicht von Dioriten bis zu Graniten (Abb. 5.3., Tab. Id; s.a. Horn, 1987: Tab. 8.1.). Nach dem Modalbestand fällt die Mehrzahl der Proben in die Felder (Quarz-) Diorit, Quarz-Monzodiorit, Granodiorit und Monzogranit des Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Dreiecks (Abb. 5.3.).

Bereits bei der Darstellung und Interpretation der Geländebeob-achtungen (Kap. 4.3. und 4.5.) wurde auf die kontinuierlichen und abrupten Veränderungen der Hybridgesteinszusammensetzung in-nerhalb kleinster Bereiche hingewiesen (Abb. 4.9. - 4.11.). Diese Variationen in der Zusammensetzung sind bis in den Dünnschliffbe-reich zu beobachten (auf einer Fläche von 2x3cm), wo plagioklas-und pyroxen/hornblendereiche mit kalifeldspat- und quarzreichen Partien wechseln oder auch feinste "Granitschnüre" mit einer "Mächtigkeit" von nur wenigen Korndurchmessern (Abb. 5.11.) auf-treten können. Solche Inhomogenitäten in der Zusammensetzung der Gesteine sind natürlich im Zusammenhang mit der Modalanalytik problematisch. Oft genug gibt eine der Modalanalysen nur einen sehr kleinen Ausschnitt aus der Gesteinszusammensetzung eines Aufschlusses wieder. Allerdings spiegelt gerade die Streubreite der 40 Modalanalysen von Hybridgesteinen ihre Heterogenität nicht nur im gesamten Pluton, sondern auch im Bereich einzelner Auf-schlüsse wider.

Ein weiteres Problem stellt die quantitative Erfassung der Ein-sprenglinge dar, deren große Anzahl und ungleiche Verteilung bei den Geländebeobachtungen ebenfalls bereits zur Sprache kam (Kap. 4.3.). Grundsätzlich sind nach ihrer Herkunft, Art und Größe zwei Gruppen zu unterscheiden (Abb. 5.12.):

Zur ersten Gruppe gehören die mehrere Zentimeter großen Kalifeld-spat- und Quarzeinsprenglinge. Sie wurden bei der mechanischen Magmenvermischung aus dem Granitmagma isoliert und in das Hybrid-magma übernommen. Dieser Vorgang hat sich in den graduellen Über-gangsbereichen der Granitschlieren im Hybridgestein (Abb. 4.8.) erhalten und ist auf diese Weise aus den Geländebeobachtungen rekonstruierbar (Kap. 4.3; vgl. auch Abb. 4.4.; 4.12.).

Zur zweiten Gruppe gehören Mafiteinsprenglinge und -kornaggrega-te, Plagioklas-, Apatit-, Erzeinsprenglinge sowie Gabbrodiorit-Einschlüsse (Abb. 5.26a,b), die aus dem basischen Magma übernom-men wurden. Einsprenglinge sind selten größer als 1cm, mafische Kornaggregate und Einschlüsse erreichen einige Zentimeter.



Abb. 5.11.: "Granitschliren" im Dünnschliffbereich. Der Ausschnitt zeigt feine "Granitschnüre" in feinkörniger Hybridmatrix. Links ein korrodierter, plagioklasummantelter (Plag) Kalifeldspateinsprengling (Kfsp). Amphibol- (Amph) und Plagioklaseinsprenglinge (Anorthitgehalte Kern/Rand angegeben) angedeutet. Trendlinien entsprechen der Matrixtextur. Schliff R 380D

Generell nimmt die Anzahl der Kalifeldpat- und Quarzeinsprenglinge in den Hybridgesteinen mit zunehmender Entfernung von einer Granitschlire deutlich ab, die Zahl der Mafit-, Plagioklas-, Apatit- und Erzeinsprenglinge dagegen nimmt zu. Der tatsächliche Volumenanteil der Kalifeldspat- und Quarzeinsprenglinge ist allerdings quantitativ kaum zu erfassen. Durch ihre ungleichmäßige Verteilung im Kleinbereich, beispielsweise im Randbereich der Granitschliren (Abb. 4.8.), schwankt ihre Zahl oft beträchtlich. Ihr Volumenanteil konnte deshalb nur geschätzt werden. Im QAP-Dreieck (Abb. 5.3.) sind bei solchen Proben die Modalgehalte von Matrix und Geantgestein (mit Quarz- und Kalifeldspateinsprenglingen) getrennt dargestellt. Im allgemeinen liegt der Anteil der Kalifeldspat- und Quarzeinsprenglinge in den Hybridgesteinen bei 0-10 Vol%. Der Anteil feinsten "Granitschnüre", wie sie Abb. 5.11. zeigt, wurde nicht gesondert von der Matrix ausgezählt.

Der Anteil der Einsprenglingsminerale, die aus dem Gabbrodioritmagma stammen, ist aufgrund ihrer geringen Größe und ihrer gleichmäßigeren Verteilung quantitativ wesentlich besser zu erfassen. Modalanalysen ergeben einen Anteil von knapp 40 Vol% bis über 50 Vol%, je nach dem Abstand der Probe zum Granit.



Abb. 5.12.: Korrodiertes Kalifeldspateinsprengling mit Plagioklas ummantelt. Der Kalifeldspatkern (Kfsp) zeigt Buchten und Höhlungen, die auf Korrosion zurückgehen. Er ist ausgefüllt und überwachsen von Oligoklas (Plag). Der Einsprengling gehört zu einer diagonal von links unten nach rechts oben verlaufenden Granit-schliere, deren Gefüge von eindringender Hybridmatrix zerstört wird. Plagioklasaggregate (unten) und Quarzkörner (Qz) werden von Mafiten (schwarz) umsäumt und voneinander isoliert. Links oben und rechts unten Hybridmatrix (weiß mit Trendlinien der Fluidal-textur) mit basischem Komplex zonierten Plagioklaseinsprenglingen (Ziffern sind Anorthitgehalte Kern/Rand). Schliff R 412C

Das Gesamtvolumen der Einsprenglinge in den Hybridgesteinen liegt zwischen etwa 40 Vol% und mehr als 60 Vol%. Diese große Schwankungsbreite erklärt sich aus den mechanischen Vermengungsvorgängen im Verlauf der Magmenmischung: Diese führten zur völlig ungleichmäßigen Verteilung von Kristallen und Schmelzanteil im Hybridmagma. Aus diesem Grund muß der Kristallanteil im Hybridmagma durchaus nicht dem arithmetischen Mittel aus den jeweiligen Kristallanteilen der beteiligten Mischungsendglieder entsprechen. Der tatsächliche Kristallanteil im Hybridmagma kann ursprünglich sogar höher gelegen haben, als es der heutige Einsprenglingsanteil von Hybridgesteinsproben widerspiegelt, denn ein Teil der Einsprenglinge ist im Verlauf des Mischungsprozesses im Hybridmagma resorbiert worden: Die Einsprenglinge standen nicht im Gleichgewicht mit der umgebenden Hybridschmelze und wurden infolgedessen resorbiert (vgl. Kap. 5.5.2. und 5.5.3. sowie Abb. 5.12., 5.13.; 5.18.-20.). Korrosion von Kristallen, Ummantelungs- und Koronastrukturen sowie der komplexe Zonarbau von Plagioklaseinsprenglingen machen diese Vorgänge deutlich (BAYER et al., 1987; SCHMIDT-THOMÉ & WEBER-DIEFENBACH, 1987).

5.5.2. PLAGIOKLAS

MATRIXPLAGIOKLAS

Die Plagioklase der Matrix sind allotriomorph ausgebildet, mit einfachen oder buchtigen Korngrenzen. Die Größe der gedrunenen isometrischen Körner übersteigt nicht 2mm und liegt im Schnitt unter 1mm. Der Volumenanteil der Matrixplagioklase schwankt zwischen 15 Vol% und 30 Vol%. Sie sind vorwiegend polysynthetisch nach dem Albitgesetz, einfach nach dem Karlsbadergesetz oder in Kombination beider Gesetze verzwillingt.

Der Anorthitgehalt der Matrixplagioklase liegt zwischen 22 Mol% An und 35 Mol% An (Tab. I.d und Tab. II.d entsprechend Oligoklassen und Andesinen). Normaler magmatischer Zonarbau ist nur selten und dann schwach entwickelt. Der Gradient zwischen Kern und Kornrand beträgt 5-8 Mol% An.

Häufigste Einschlüsse in Plagioklasen der Grundmasse sind schlanke, langprismatische Apatitnadeln (Kap. 5.3.5.), daneben Opakphasen, Biotit, Amphibol und selten auch Pyroxen. Gelegentlich ist in Matrixplagioklasen spindelförmiger Antiperthit entmischt. Im Gegensatz zu Plagioklaseinsprenglingen zeigen Matrixplagioklase nur sehr schwache Auswirkungen von Deformation wie leicht gebogene Zwillingslamellierung und undulöse Auslöschung. Sekundäre Umwandlungen wie Serizitisierung oder Saussuritisierung sind nur selten zu erkennen.

In der Grundmasse treten außerdem etwas größere (bis 0.5cm) Plagioklaskörner oder Plagioklasaggregate mit Oligoklaszusammensetzung auf. Sie sind praktisch unzoniert. Die Aggregate stellen rekristallisierte größere Einsprenglinge dar.

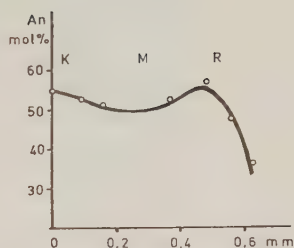
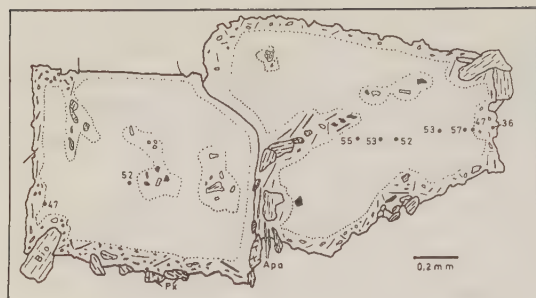
KOMPLEX ZONIERTE PLAGIOKLASEINSPRENGLINGE

Habitus, Verzwilligung

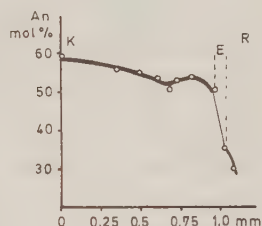
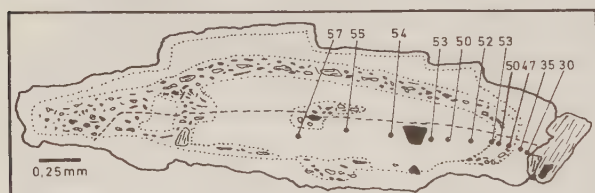
Die Gestalt komplex zonierter Plagioklaseinsprenglinge ist im einzelnen sehr unterschiedlich. In der Regel aber ist eine basischer Kern von einem sauren Randsaum in allotriomorpher Ausbildung umgeben (Abb. 5.13. - 5.15.). Die Kerne solcher ummantelten Plagioklase lassen noch Relikte eines ehemaligen hypidiomorphen Baus erkennen, oft sind die Grenzen zum Randsaum aber tief gebuchtet. Die Größe von ummantelten Plagioklasen liegt zwischen wenigen Millimetern und etwa 1cm. Sie sind damit generell größer als die Matrixplagioklase. Am Aufbau der Hybridgesteine sind sie mit knapp 25 Vol% bis gut 35 Vol% beteiligt.

Polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz ist am weitesten verbreitet, daneben kommen auch einfache oder mit Albitzwillingen kombinierte Karlsbaderzwillinge vor. Häufig sind an den Plagioklaseinsprenglingen ähnliche Deformationen zu beobachten wie an Plagioklasen der Gabbrodiorite, z.B. Verbiegungen, Knicke und Brüche. An den Knickstellen treten dann Scharen von Albitgleitzwillingen auf (vgl. Abb. 5.7.) sowie Subkornbildung und Rekristallisation.

5.13.



5.14.



5.15.



Abb. 5.13.-5.15.: Komplex zonierte Plagioklasse aus Hybridgesteinen und ihre Zonierungsprofile. Meßpunkte mit Anorthitgehalten sind eingetragen (Abb. 5.13.: Mikrosonde, Abb. 5.14.: optisch). Basische Plagioklasse wurden bei der Magmenvermischung aus dem Gabbrodiorit- in das Hybridmagma übernommen. Der komplexe Zonarbau resultiert aus partieller Resorption und Überwachung der Kornrelikte mit saurem Plagioklas. In den Zonierungsprofilen sind die Anorthitgehalte gegen den Kornradius aufgetragen. Die diskontinuierlichen Veränderungen im Anorthitgehalt entstehen beim Wachstum unter Ungleichgewichtsbedingungen.
Schliffe P 489 (5.13./14.) und P 191 (5.15.)

Zonarbau und Einschlüsse

Die komplex zonierten Plagioklase weisen eine ausgeprägte Hauptzonenfolge Kern→Mitte→Rand→Saum auf, wobei ein basischer Kernbereich von einem sauren Randsaum umgeben ist. Zum Teil ist ein normaler Zonarbau (vom Kern zum Rand abnehmender Anorthitgehalt) entwickelt. Typisch für die Plagioklaseinsprenglinge ist aber "patchy zoning" (VANCE, 1965) im Kernbereich, d.h. ein unregelmäßig fleckiger Zonarbau. Anorthitreiche Bereiche mit Labradorit/Andesin-Zusammensetzung wechseln mit rundlichen oder ovalen anorthitärmeren Flecken oder Zonen mit Andesin/Oligoklas-Zusammensetzung (Abb. 5.13 - 5.15). Letztere haben oft Verbindung zum Randsaum, der im Durchschnitt die gleichen Anorthitgehalte aufweist und normal zoniert ist (Gradient 5-10 Mol% An). Der Randsaum entspricht in seinen Anorthitgehalten etwa denen der Matrixplagioklase.

Trotz "patchy zoning" ist im Kern der Plagioklase oft noch ein älterer normaler Zonarbau erkennbar, der allerdings zum Rand hin in eine inverse Zonierung mit höheren Anorthitgehalten übergehen kann, bevor am Randsaum wieder deutlich geringere Anorthitgehalte auftreten (vgl. Zonierungsprofile, Abb. 5.13. - 5.16.).

Anorthitreiche Zonen der Plagioklase sind "durchstäubt" von zahllosen winzigen Opakeinschlüssen ($\leq 3\mu\text{m}$) und feinsten Apatitnadelchen (Länge bis $25\mu\text{m}$, Breite bis $2\mu\text{m}$), wie sie ansonsten typisch sind für die Plagioklase der Gabbrodiorite. Diese Art von Einschlüssen fehlt in den anorthitärmeren Flecken, die jedoch ebenso wie die allotriomorphen Randsäume von Matrixmineralen durchsetzt sind.

Komplexer Zonarbau: "patchy zoning"

VANCE (1965) erklärt "patchy zoning" von Plagioklasen mit Resorptionsvorgängen, gefolgt von erneuter Kristallisation von anorthitärmerem Plagioklas: In einer ersten Phase wird ein anorthitreicher Plagioklaskristall infolge von Druckentlastung beim Aufstieg H_2O -armen Magmas teilweise resorbiert. In der zweiten Phase kristallisiert bei entsprechend geringerem Druck anorthitärmerer Plagioklas, der den teilresorbierten Kern überwächst. "Patchy zoning" wird durch Anschnitteffekte der älteren Kornrelikte hervorgerufen. Poikilitische Einschlüsse anderer Minerale, wie sie häufig in den anorthitärmeren Flecken auftreten, sind VANCE (1965) zufolge aus Schmelze kristallisiert, die sich in den Resorptionskavernen gefangen hat.

HIBBARD (1981) sieht "patchy zoning" und Ummantelung von Feldspäten im Zusammenhang mit der Mischung unterschiedlich temperierter basischer und saurer Magmen. "Patchy zoning", wie von VANCE (1965) beschrieben, stellt seiner Meinung nach nicht Relikte teilresorbierter Kristalle dar, sondern dendritische Skelettkristalle basischer Plagioklase, die zunächst in der unterkühlten basischen Schmelze sehr rasch unter Bevorzugung von Ecken und Kanten gewachsen sind. In der intermediären Schmelze, die aus der Magmenmischung resultiert, werden die basischen Plagioklasskelette später von intermediärem Plagioklas erfüllt und schließlich ummantelt.

Mit Skelettwachstum ist "patchy zoning" in Plagioklaseinsprenglingen der Hybridgesteine allerdings nicht erklärbar. HIBBARD (1981; Fig. 1A, Fig. 2), wie übrigens auch VANCE (1965; Fig. 9-18) beschreiben fein verästelte, dendritische Wuchsformen oder "Flecken" mit eckigen und kompliziert verwinkelten Konturen. Die "Flecken" der Plagioklaseinsprenglinge der Hybridgesteine zeigen ganz einfache, gerundete Formen mit gebogenen Konturen. Solche Formen stellen Resorptionbuchten und -kavernen dar, wie sie auch von KUO & KIRKPATRICK (1982; Fig. 2) beobachtet wurden. Die Kerne der basischen Partien weisen zudem die gleichen Anorthitgehalte auf wie basische Plagioklase aus den Gabbrodioriten (Tab. II.a) sowie die gleiche Einschlußpopulation. Nach diesen Beobachtungen handelt es sich um teilresorbierte Plagioklase, die ursprünglich aus dem Gabbrodioritmagma stammen und in das Hybridmagma übernommen wurden.

Die Ursachen komplexer Zonierung

Für VANCE (1965) kommen als Ursache für die partielle Resorption von Plagioklasen nur physikalische Veränderungen (i.e. Druckentlastung infolge des Magmenaufstiegs) in Betracht.

KUO & KIRKPATRICK (1982) zeigten, welche Effekte chemische Veränderungen der Schmelze auf bereits fraktionierte Plagioklase haben. Am System Albit/Anorthit gegen Temperatur (Abb. 5.16.) veranschaulichten sie die Auswirkungen der Mischung zweier kontrastierender Magmen auf Plagioklasfraktionen beider Magmen. Diese stehen mit der neu entstehenden Hybridschmelze nicht mehr im Gleichgewicht. Dies hat gravierende Folgen für ihren Habitus und den weiteren Zonarbau: Anorthitreichere Kristalle werden geringfügig korrodiert oder behalten ihren Habitus bei. In der Folge werden sie von einem anorthitarmen Saum umgeben. Anorthitärmere Kristalle werden stärker resorbiert und von einem invers zonierten anorthitreicheren Saum umgeben (KUO & KIRKPATRICK, 1982). Die individuelle Morphologie und der weitere Zonarbau jedes einzelnen Kristalls sind allerdings stark abhängig vom jeweiligen lokalen Mischungsverhältnis der Magmen, ihrer Zusammensetzung wie auch von ihrer Temperatur: Wechselnde Zusammensetzung und lokale Überhitzung oder Unterkühlung der umgebenden Schmelze, wie sie bei Magmenmischung auftreten, können unterschiedliche Wuchsformen (Dendritwachstum oder normales Wachstum) oder Zonierungen (invers, normal oder irregulär) an ein und demselben Kristall verursachen.

LOOMIS & WELBER (1982) bezogen in ihrem Plagioklas-Fraktionierungsmodell auch den Einfluß des H₂O-Gehaltes der Schmelze ein. Eine isobare Erhöhung des H₂O-Gehaltes senkt den Plagioklas-Liquidus drastisch ab (Abb. 5.17.). Infolgedessen befinden sich bereits fraktionierte Plagioklas-Kristalle nicht mehr im Gleichgewicht mit der Schmelze und werden resorbiert.

Abrupte Veränderungen im Zonarbau von Plagioklasen lassen sich LOOMIS & WELBER (1982) zufolge nur durch ein Wachstum der Kristalle im Ungleichgewicht mit der umgebenden Schmelze erklären. Ungleichgewichtsbedingungen resultieren aus lokaler Überhitzung, Unterkühlung der Schmelze oder Veränderungen des H₂O-Gehaltes im Magma. Aus einer Erhöhung des H₂O-Gehaltes (oder steigenden Temperaturen) resultieren abrupt ansteigende Anorthitgehalte

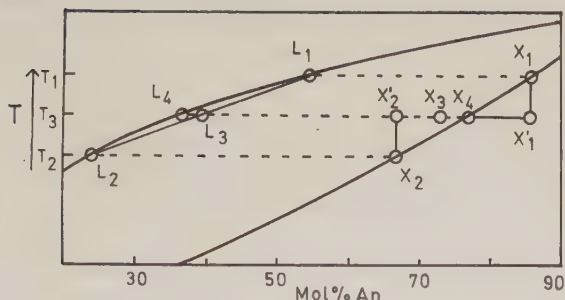


Abb. 5.16.: Die Variation in der Plagioklaszusammensetzung und -morphologie aufgrund der Mischung chemisch differierender Magmen, dargestellt im vereinfachten Albit/Anorthit-System unter isothermen Bedingungen (aus KUO & KIRKPATRICK, 1982). Zwei Magmen L1 und L2 mit den Temperaturen T1 und T2 werden miteinander gemischt und ergeben die Hybridschmelze L3 (mit T3). Kristalle in Equilibrium mit L2 werden in der Hybridschmelze überhitzt (X'2) und infolgedessen resorbiert. Kristalle in Gleichgewicht mit L1 werden unterkühlt X'1). Aus L3 resultieren Kristalle X3. Ihr weiteres Wachstum hat inversen Zonarbau zur Folge, bis ein neues Equilibrium L4-X4 erreicht ist. Aus der Magmenmischung resultieren zwei Grundtypen komplex zonierter Plagioklase: a.) Schwach korrodierte oder hypidiomorphe basische Plagioklaskerne sind von einem albitreicheren Dendritsaum umgeben. b.) Stark korrodierte saure Plagioklaskerne sind von anorthitreichem, invers zoniertem Plagioklas überwachsen. Individuelle Variationen in der Morphologie und im Zonarbau einzelner Kristalle sind jedoch von der lokalen Zusammensetzung der Hybridschmelze in der Umgebung des Kristalls, den lokalen Temperaturbedingungen und der Volatilphase abhängig (vgl. Abb. 5.5.; vgl. LOOMIS & WELBER, 1982).

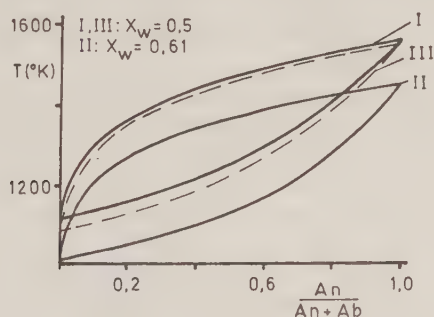


Abb. 5.17.: Schematisches Plagioklas-Phasendiagramm für komplexe Silikatschmelzen. X_w = mol. Frakt. H₂O. Kurven I/II: isobare Senkung des Liquidus und Solidus bei steigendem H₂O-Gehalt ($p = 5\text{kb}$). Kurve III: geringfügige Senkung bei gleichbleibendem H₂O-Gehalt und geringerem Druck ($p = 2\text{kb}$). Ab = Albit, An = Anorthit (nach LOOMIS & WELBER, 1982; geringfügig modifiziert.).

(inverse Zonierung). Abrupt abnehmende Anorthitgehalte können ihre Ursache in plötzlicher Unterkühlung oder Abnahme des H₂O-Gehaltes haben. In simulierten Zonierungsprofilen (Abb. 5.5.) stellten LOOMIS & WELBER (1982) die Auswirkungen auf den Zonarbau von Plagioklasen dar.

Disequilibriumstrukturen in Plagioklasen der Hybridgesteine

Ein erhöhter H₂O-Gehalt des Hybridmagmas als eine Ursache für die Bildung von Disequilibriumstrukturen ist durch das Auftreten von Hornblende in den Hybridgesteinen tatsächlich dokumentiert (Kap. 5.5.5.). In der Kristallisationsfolge von Gabbrodiorit und Granit fehlt Hornblende (Kap. 5.2. und Kap. 5.4.). Die partielle Resorption der Plagioklaseinsprenglinge, möglicherweise auch die geringfügige, aber abrupte Zunahme der Anorthitgehalte in der Mitte einiger Zonierungsprofile (Abb. 5.13. - 5.15.) lassen sich als Auswirkungen einer erhöhten H₂O-Aktivität interpretieren. Die Resorption basischer Plagioklase infolge einer Zunahme des H₂O-Gehaltes der Schmelze wird auch von JORGENSEN (1971) beschrieben.

Die spätere Überwachsung und Ummantelung der teilresorbierten, basischen Plagioklasrelikte lassen sich mit Ungleichgewichten zwischen den Plagioklasen und der aus der Magmenmischung resultierenden Hybridschmelze erklären (HIBBARD, 1981; KUO & KIRKPATRICK, 1982; TSUCHIYAMA, 1985). Aus dem intermediären Hybrid-magma fraktioniert Andesin/Oligoklas als Plagioklasphase. Diese bildet zum Teil Matrixplagioklase, kristallisiert aber auch epitaktisch auf den korrodierten Relikten der basischen Plagioklase (HIBBARD, 1981). So können deren Resorptionskavernen gefüllt und schließlich die gesamten Einsprenglinge mit saurem Plagioklas umsäumt werden. Eine individuell unterschiedliche Zonierung der Randsäume geht auf unterschiedliche Schmelzzusammensetzung und -temperatur in der Umgebung der Kristalle zurück, wie sie durch die mechanische Magmenvermischung zu erwarten ist.

Vorwiegend zeigen die Randsäume jedoch eine ausgeprägte normale Zonierung (Abb. 5.13. - 5.15.), was als Effekt geringfügiger Schmelzunterkühlung und/oder simultaner Kristallisation der Matrixminerale angesehen werden kann, die der Schmelze H₂O entziehen (LOOMIS & WELBER, 1982).

Texturen und Mineralzusammensetzung der Hybridgesteine geben Hinweise auf beide Effekte. Die feinkörnige Textur läßt auf eine hohe Nukleationsdichte infolge von Schmelzunterkühlung schließen (SWANSON, 1977). Auf Unterkühlung sind dendritisches (Kap. 5.5.3.) und stengeliges Wachstum (Kap. 5.5.8.) von anderen Mineralen der Hybridgesteine zurückzuführen.

Ein simultanes Wachstum der Randsäume der Einsprenglinge und der Matrixplagioklase läßt sich durch ihre gleiche Pauschalzusammensetzung (Tab. IIa) und das ähnliche Zonierungsmuster belegen. Für die übrigen Matrixminerale ist dies aufgrund der allotriomorphen Ausbildung der Randsäume gegenüber den Matrixmineralen ebenfalls zu schließen. Die durchwegs etwas geringere Größe der Einschlüsse gegenüber den Matrixmineralen geht vermutlich darauf zurück, daß erstere am Wachstum gehindert wurden, nachdem sie eingeschlossen wurden.

In diesem Zusammenhang ist es wichtig, darauf hinzuweisen, daß die poikilitischen Einschlüsse in den anorthitarmen "patches" der Einsprenglinge mit Sicherheit nicht aus Schmelze, die in Resorptionskavernen gefangen war, in situ auskristallisierten, wie VANCE (1965) dies postuliert. Aus der Art der Einschlüsse, der Zusammensetzung, der Verteilung und Textur dieser Minerale geht eindeutig hervor, daß im Verlauf der Kristallisation des Hybridmagmas Matrixminerale in die Resorptionskavernen eingeschwemmt wurden und beim weiteren Plagioklaswachstum eingeschlossen wurden (Abb. 5.13.). Die komplex zonierte Plagioklase mit ihren Einschlüssen sind demnach magmatischen Ursprungs.

Bedeutung komplex zonierter Plagioklase in granitoiden Gesteinen
Der Interpretation von komplex zonierte Plagioklasen mit oftmals teilresorbierten basischen Kernen kommt eine große Bedeutung zu. Sie treten in Granitoiden, insbesondere in Batholithgebieten sehr häufig auf (VANCE, 1965; PIWINSKI, 1968; WHITE & CHAPPELL, 1977; PITCHER, 1987; HIBBARD, 1981; HUTCHISON, 1982; G.H.MASON, 1985; D.R. MASON, 1986). Aber selten sind ihre Herkunft und die Ursache des komplexen Zonarbaus so eindeutig ersichtlich wie gerade im Santa Alélica-Pluton.

Nach der "Restit-Theorie" von WHITE & CHAPPELL (1977) sind Granitoide ein Produkt der Ultrametamorphose und setzen sich aus Schmelzanteil und Residuum zusammen. Unter Residuum ist kristallines Material der Ausgangsgesteine zu verstehen, also Xenolithmaterial und Einzelminerale wie Mafite und komplex zonierte Plagioklase (vgl. auch PIWINSKI, 1968; AYUSO, 1984).

Neben der Entstehung granitoider Magmen durch Ultrametamorphose und Krustenanatexis hebt WYLLIE (1977, 1981, 1983) den Einfluß des Oberen Mantels auf die Granitoidgenese hervor. Demnach ist der Obere Mantel mit Wärme und Material (WYLLIE, 1981) am Aufbau von Batholithen, insbesondere bei basisch-intermediären Gesteinen (Diorite, Tonalite, Granodiorite) beteiligt. Allerdings ist dieser Einfluß aus den geologischen Gegebenheiten durchaus nicht immer erkennbar, und in diesem Fall kommt der Interpretation der Einzelminerale und ihrer Zusammensetzung große Bedeutung zu.

Die komplex zonierte Plagioklase mit ihren Einschlüssen sind magmatisch entstanden. Dies ist insofern wichtig, als in diesem Fall die Restit-Theorie von WHITE & CHAPPELL (1977) etwas relativiert wird. MASON (1986) konnte nachweisen, daß komplex zonierte Plagioklase der Barrington Tops Granodioritplutone (New England Batholith, New South Wales) ebenso wie ihre Mafiteinschlüsse aus einer Schmelze kristallisierten, somit also kein Restitmaterial sind. Demzufolge müssen komplex zonierte Plagioklase, insbesondere, wenn ein basischer Kern oder mafische Einschlüsse erhalten sind, nicht notwendigerweise Residuum im Sinne von WHITE & CHAPPELL (1979) sein. Sie können in basischem Magma kristallisiert sein und in intermediäres oder granitisches übernommen worden sein (DIDIER, 1987), wobei sich durch partielle Resorption sowie Wachstum unter Ungleichgewichtsbedingungen der heute zu beobachtende komplexe Zonarbau entwickelte.

Die komplexen Zonierungen von Plagioklasen, die MASON (1985; Fig. 14.10 - 14.15) beschreibt, oder komplexe Zonierungen, kombiniert

mit Ummantelung der Plagioklase (HIBBARD, 1981), sind das Resultat solcher Vorgänge, nämlich der Mischung kristallreicher basischer und saurer Magmen.

Solche komplex gebauten Plagioklase, wie sie auch in den Hybridgesteinen anzutreffen sind, stellen "Disequilibrium-Phänomene" (BELL, 1983) dar, die wichtige Informationen über Vorgänge vor und während der Intrusion eines Magmenkörpers bergen. Disequilibrium-Strukturen in Ferromagnesium-Mineralen (z.B. Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen, Kap. 5.5.5.) re-equilibrieren meist im Verlauf der Kristallisationsgeschichte eines Plutons infolge des relativ zunehmenden H₂O-Gehaltes der Restschmelze. In Plagioklassen können solche Strukturen in Form von "patchy zoning", inversem oder oszillierendem Zonarbau und Ummantelung auf dem gesamten Weg eines Plutons durch die Kruste erhalten bleiben. Als Einschlüsse können sie sogar Disequilibrium-Strukturen von mafischen Mineralen konservieren (vgl. Abb. 5.18c; MASON, 1986; Fig. 2).

Im Santa Angélica-Pluton ist die genetische Verbindung der komplex zonierten Plagioklaseinsprenglinge der Hybridgesteine zu den normal zonierten basischen Plagioklassen der Gabbrodiorite eindeutig zu erkennen und ihre Übernahme in die Hybridgesteine infolge der mechanischen Vermengung basischen und sauren Magmas zu rekonstruieren. Aufgrund der Zusammensetzung und des Zonarbaus ihrer basischen Kerne, der identischen Einschlussspopulation (Apatitnadeln und opake Mikrolithe) wie auch aus den Geländebeziehungen sind die Plagioklaseinsprenglinge als ehemalige Kristallphase der Gabbrodiorite zu identifizieren. Ihr heutiger Habitus entstand durch partielle Resorption und Disequilibrium-Wachstum innerhalb des Hybridmagmas.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind aber auch als ein Pendant zu den komplex zonierten, einschlußreichen Plagioklassen anzusehen, die MASON (1986) beschreibt. Sie stellen damit gewissermaßen ein Bindeglied zwischen basischen, aus Mantelmateriale fraktionierten Magmen, ihrem Ursprungsmateriale und intermediären/sauren, "krustenbetonten" Magmen dar.

5.5.3. KALIFELDSPAT

Matrixkalifeldspat

Kalifeldspat der Hybridgesteinsmatrix ist allotriomorph bis xenomorph ausgebildet. Die Korngröße liegt im Durchschnitt der Matrixminerale (max. 2mm). Der Volumenanteil beträgt zwischen 15 und 25% (Tab. Id).

Es handelt sich in der Regel um mikroperthitischen Orthoklas, nur in sauren Hybridgesteinen, im Bereich von Granitschlieren sind anhand der Gitterung Übergänge zu weniger Al/Si-geordnetem mikroperthitischem Mikroklin zu erkennen (vgl. McLAREN, 1984). Die Zusammensetzung von Matrixkalifeldspäten ist Tab. IIb im Anhang zu entnehmen.

Häufigste Einschlüsse sind wie in Matrixplagioklassen feine langprismatische Apatitnadeln, daneben auch andere Matrixminerale.

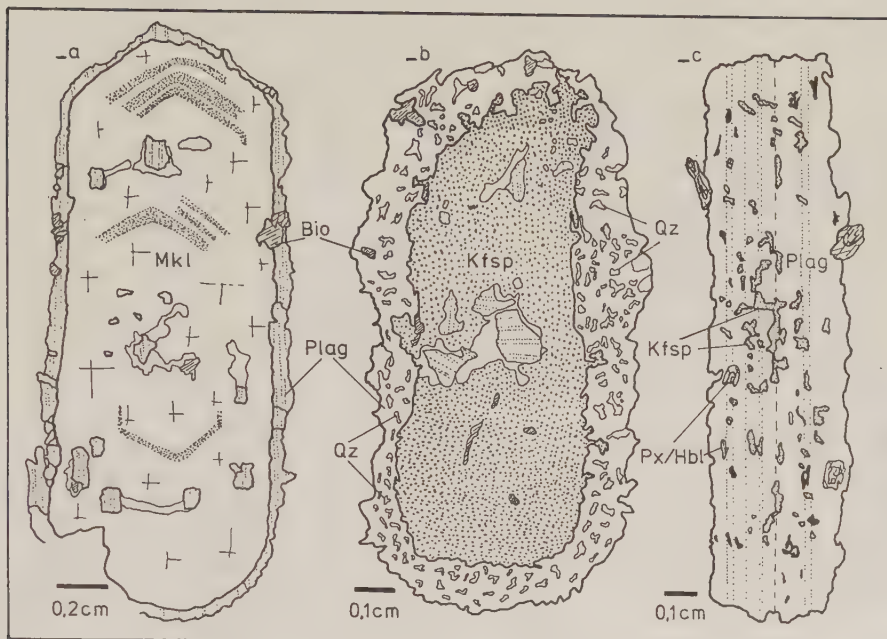


Abb. 5.18.: Drei ummantelte Feldspateinsprenglinge aus Hybridgesteinen. a.) Hypidiomorpher, wenig korrodierter Mikroklin (Mkl) mit Zonarbau (punktiert) ist eotaktisch von Oligoklas (Plag) überwachsen. Übergangsbereich Granit/Hybridgestein. b.) Stark korrodierter Orthoklas (Kfsp), umsäumt von Oligoklasdendritmantel (Plag). Qz = Quarz. Entfernung zum Granit ca. 5-10m. c.) Extrem korrodierter Orthoklaskern (punktiert), umgeben von undulös zoniertem Andesin/Oligoklas (Plag) mit Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen (Px/Hbl) als Einschlüssen. Entfernung zum Granit 45m. a: R 380, b: R 380D, c: R 380A

UMMANTELTE KALIFELDSPAT-EINSPRENGLINGE

Habitus, Textur, Zusammensetzung

Ummantelte Kalifeldspateinsprenglinge bilden aufgrund ihrer Größe von oft mehr als 5cm die auffälligsten Xenokristalle der Hybridgesteine. Es sind partiell resorbierte und korrodierte Kalifeldspatkerne, die von einem Oligoklassaum umgeben sind (sog. Rapakivitextur). Die Größe, der Habitus und die Struktur (hinsichtlich des Al/Si-Ordnungsgrades) der Kalifeldspatkerne sind variabel, d.h. ihre Gestalt und Struktur verändern sich mit zunehmender Entfernung vom Granit und hängen offenbar mit der Art und Zusammensetzung des Hybridgesteins zusammen, in welchem der Einsprengling sich befindet. Auch die Ausbildung der Oligoklassäume variiert beträchtlich (Abb. 5.18a-c).

In den Übergangsbereichen von Granitschlieren zu Hybridgesteinen sind die Kalifeldspatkerne noch am größten ($>5\text{mm}$), und ihr ehemals hypidiomorpher bis idiomorpher Habitus ist trotz zahlreicher kleiner Korrosionsbuchten noch gut zu erkennen (Abb. 5.18a.). Es handelt sich um perthitische Mikrokline, die in Schnitten // (001) eine klare und deutliche Mikroklingitterung erkennen lassen. Häufig ist ein ausgeprägter Zonarbau zu erkennen. Ihre Pauschalzusammensetzung entspricht derjenigen von Mikroklinen des Allanitgranits (Tab. IIb). Die xenomorphen Oligoklassäume erreichen eine Breite von ca. 1.5mm . In der Umgebung der Granitschlieren (d.h. in einigen Metern Abstand von den graduellen Übergängen) sind die Kalifeldspateinsprenglinge bereits kleiner ($<5\text{cm}$), die Kerne sind deutlich gerundet und zeigen ausgeprägte Korrosionsbuchten (Abb. 4.33b). Hier treten auch schon irreguläre, tiefeingebuchtete Korrosionsformen auf (Abb. 5.12.). Die ehemals hypidiomorphe Form ist nicht mehr zu erkennen, ebenso wenig ein Zonarbau. Eine verschwommene Gitterung ist allenfalls in Ansätzen in manchen Bereichen dieser mikroperthitischen Kalifeldspäte zu sehen. Die Breite der Oligoklassäume liegt bei $2\text{--}3\text{mm}$.

Kalifeldspateinsprenglinge aus relativ homogenen Hybridgesteinen in größerer Entfernung von Granitschlieren ($\geq 10\text{m}$) sind selten größer als 3cm . Ihr Kern ist stark gerundet oder unregelmäßig geformt mit tiefen Korrosionsbuchten (Abb. 5.19.) In Extremfällen ist der Kalifeldspat Kern bis auf einen skelettartigen Rest resorbiert (Abb. 5.18c), so daß scheinbar ein Plagioklaseinsprengling, tatsächlich jedoch die Extremform eines ummantelten Kalifeldspats vorliegt.. Die Oligoklassäume solcher Einsprenglinge können eine Breite von mehr als 5mm erreichen.

Die Auswirkungen der Resorption an den Kalifeldspatkernen sind also umso stärker, je größer die Entfernung vom Granit ist. In gleichem Maß scheint, wie es sich aus den Veränderungen in der Gitterung der Kalifeldspäte andeutet (vgl. McLAREN, 1984), auch der Al/Si-Ordnungsgrad der Kalifeldspäte abzunehmen:

Im Granit selbst und in den Übergangsbereichen von Granitschlieren zu Hybridgesteinen zeigen die Kalifeldspateinsprenglinge eine scharfe, deutlich ausgebildete Mikroklingitterung. Mit zunehmender Entfernung von der jeweiligen Granitschliere wird die Mikroklingitterung verschwommener und verliert sich schließlich vollständig (Abb. 5.18.). Offensichtlich liegen die Kalifeldspateinsprenglinge der Hybridgesteine überwiegend im metastabilen Orthoklaszustand vor.

PETRICK (in Vorb.) konnte die gleichen petrographischen Beobachtungen anhand von Achsenwinkelmessungen an Kalifeldspateinsprenglingen aus Hybridgesteinen des Venda Nova-Plutons nachweisen (vgl. auch WEISS, 1986; Abb. 31.).

Oligoklassäume

Die Oligoklassäume, von denen die Kalifeldspäte umgeben sind, lassen eine gewisse Variation in ihrer Ausbildung erkennen. Neben durchgängig homogenen Säumen (Abb. 5.18a) gibt es solche mit dendritartiger Morphologie, d.h. fein verästelte Oligoklasdendrite sind mit Quarzadern verwachsen (Abb. 5.19. und 5.20.). Meist sind an einem Einsprengling jedoch unterschiedliche Wuchsformen

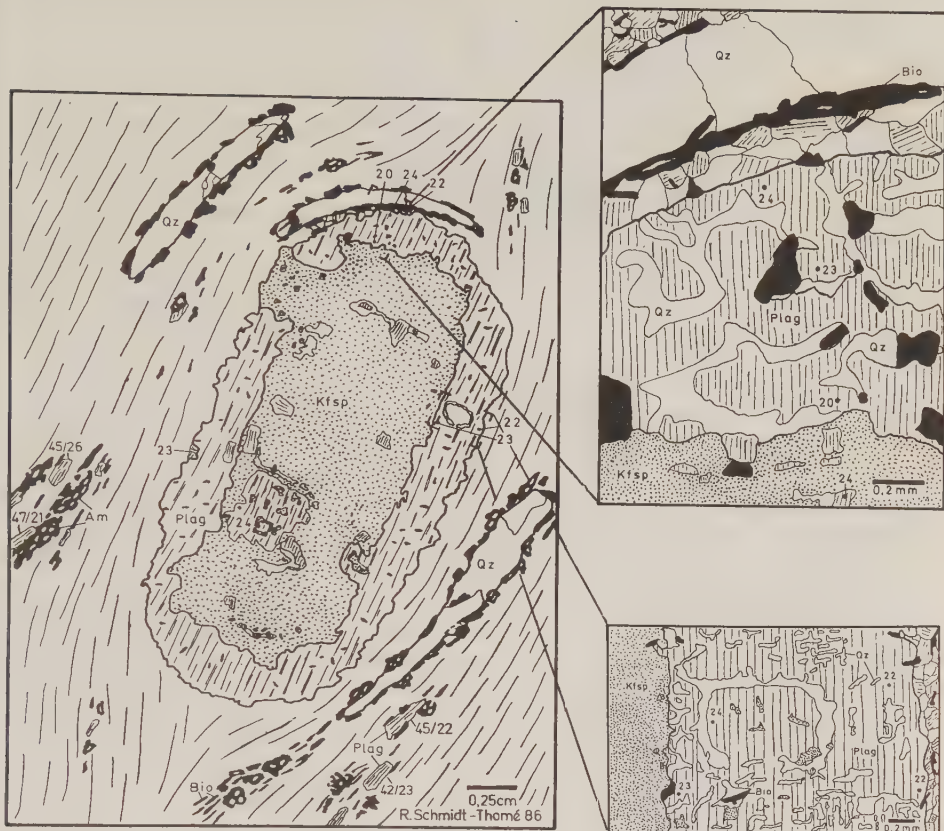


Abb. 5.19.: Ummantelter Kalifeldspateinsprengling mit Oligoklas-
saum. Der Kalifeldspatkern (Kfsp) ist stark korrodiert und von
einem schmalen Oligoklassaum (Plag) umgeben, der z.T. dendritisch
ausgebildet ist (siehe Ausschnittvergrößerungen). Der Randsaum
zeigt sowohl normale als auch inverse Zonierung (Zahlen entspre-
chen Anorthitgehalten an den Mikrosonden-Meßpunkten). Quarzkörner
(Qz) sind länglich deformiert und von Mafiten (schwarz) umsäumt.
In der feinkörnigen Hybridmatrix (weiß mit Linien, die die
Richtung der Fluidaltextur anzeigen) treiben quarzpoikilitische
Hornblenden (Am) und basisch zonierte Plagioklasen (Plag; Anor-
thitgehalte Kern/Rand; optische Bestimmung). Schliff P 557B

zu beobachten, die ineinander übergehen. Die Korngrenzen zu den Matrixmineralen sind allotriomorph, und eine Vielzahl von Matrixmineralen ist in den Oligoklasmänteln eingeschlossen.

Mit den Kalifeldspatkernen sind die Mäntel epitaktisch an den (010)-Flächen verwachsen. Sofern eine Verzwillingung erkennbar ist, handelt es sich um polysynthetische Albitzwillinge.

Die Zusammensetzung der Oligoklassäume schwankt zwischen An_{20} und An_{30} (Tab. IIa). Oft sind sie im Bereich von etwa 2-5 Mol% An invers zoniert, doch ist dies nicht die Regel. Es kommt auch normale oder irreguläre Zonierung vor, oft ist die Zonierung des Saums an einem Kristall unterschiedlich ausgebildet (Abb. 5.20.).

Herkunft und Genese der ummantelten Kalifeldspateinsprenglinge
Bereits aus den Geländebeziehungen eindeutig ersichtlich ist die Herkunft der Kalifeldspateinsprenglinge aus dem porphyrischen Allanit-Granit (Kap. 4.3.). Die Veränderungen von Habitus und Strukturzustand hängen offensichtlich mit der Verweildauer der Kristalle im Hybridmagma zusammen. Kalifeldspäte, die im Verlauf der mechanischen Magmenvermischung in das vergleichsweise "basischere" Hybridmagma übernommen wurden, befanden sich mit diesem in einem drastischen physiko-chemischen Ungleichgewichts-Zustand und wurden infolgedessen resorbiert. Die Kerne der ummantelten Einsprenglinge repräsentieren unterschiedliche Stadien der Resorption. Mit dieser Veränderung einher ging auch eine Veränderung der Al/Si-Ordnung, so daß die Kalifeldspatrelikte den metastabilen Orthoklas-Strukturzustand erreichten. Dies mag auf höhere Temperatur des Hybridmagmas gegenüber dem Granitmagma zurückzuführen sein. Bemerkenswert ist, daß die metastabile Struktur der Kalifeldspateinsprenglinge erhalten geblieben ist.

Nach PARSONS (1978) sowie YUND & TULLIS (1980) wird die Kinetik der Al/Si-Ordnung im wesentlichen durch die H_2O -Aktivität im abkühlenden Magma sowie durch die Abkühlungsrate bestimmt. Wie aus dem Mineralbestand der Hybridgesteine (Hornblende als dominierende mafische Mineralphase) und ihrer Kristallisationsfolge (Hornblende vor Biotit) hervorgeht, herrschte wohl, neben einem für die Hornblendebildung geeigneten Gesamtchemismus, eine lokal erhöhte H_2O -Aktivität. Demnach kann daran die geringere Al/Si-Ordnung der Kalifeldspateinsprenglinge nicht liegen.

WEISS (1986) führt die geringe Al/Si-Ordnung von Kalifeldspäten aus dem Ballachulish Komplex außerdem auf den Einbau von Fremdelementen, wie z.B. Ca zurück, was die Kinetik des Al/Si-Ordnungsprozesses hemmt. Eine erhöhte Anorthitkomponente in Kalifeldspäten ist jedoch nur in den Gabbrodioriten festzustellen (Kap. 5.1.2.), die Kalifeldspäte der Hybridgesteine weisen nur sehr geringe Anorthitgehalte (≤ 0.4 An) auf.

Offensichtlich wurde die Equilibrierung der Kalifeldspäte hinsichtlich ihres Al/Si-Ordnungsgrades durch abrupte Unterkühlung gehemmt bzw. "überfahren", so daß der metastabile Zustand infolge einer raschen Konsolidierung des Hybridmagmas erhalten geblieben ist. Die feinkörnigen Texturen der Hybridgesteine sowie charakteristische Mineralausbildungen (Dendritsäume, Apatitskelettkristalle) sprechen für diese Deutung (vgl. Kap. 5.5.2.; Kap. 6.).



Abb. 5.20.: Ummantelte Kalifeldspat- und Quarzeinsprenglinge. Kalifeldspat (Kfs) ist sehr stark korrodiert und von einem Oligoklassaum (Plag) umgeben, der z.T. dendritisch ausgebildet ist. Zahlenwerte entsprechen Anorthitgehalten an den jeweiligen Mikrososnden-Meßpunkten. Quarzeinsprenglinge (Qz) zeigen tiefe Resorptionsbuchten und sind von Pyroxen (Px) und Hornblende (Am) und Biotit (Bio) umsäumt. Feinkörnige Hybridmatrix (weiß) ist nicht dargestellt.

Schliff R 380A

Bei den ummantelten Kalifeldspäten handelt es sich um "eingefrorene Disequilibrium-Phänomene" im Sinne von BELL (1983). Die mechanische Vermengung kristallreicher Magmen unterschiedlicher Viskosität und Zusammensetzung wie im Santa Angélica-Pluton kann zu völlig unregelmäßiger Verteilung von Schmelz- und Kristallanteilen führen, woraus in manchen Bereichen eine lokale Anreicherung, in anderen eine Verarmung verschiedener Phasen resultiert. So kann innerhalb kleinster Bereiche eine relativ große Heterogenität, was die Magmenzusammensetzung betrifft, entstehen. In solch einer Situation drastischer Ungleichgewichte zwischen Kristallen und Schmelze kommt es bereits bei geringfügiger Unterkühlung des Systems zu spontaner Nukleation (SWANSON, 1977), wobei auch die Oberfläche der Kalifeldspatrelikte miteinbezogen wird. Epitaktisches Wachstum ist nach HIBBARD (1981) der maßgebliche Prozeß, der zur Überwachsung und Ummantelung von Kalifeldspat durch Oligoklas führt. Die Oligoklassäume sind orientiert mit der (010)-Fläche der Kalifeldspatkerne verwachsen (Abb. 5.18a). Synneusis, also das Gegeneinander-Driften und Aneinander-Haftenbleiben von Kristallen in einer Schmelze (VANCE, 1969), wie es als Ummantelungsmechanismus für Feldspäte von STULL (1979) postuliert wird, war sicherlich nicht wirksam. Dagegen spricht die orientierte Verwachsung der Säume mit dem Kern. Außerdem bestehen die Oligoklasmäntel "aus einem Stück" und nicht aus Einzelkristallen, wie STULL (1979) sie beschreibt.

Die Morphologie, die Zusammensetzung und der Zonarbau der Oligoklasmäntel sind abhängig von der Temperatur und der Zusammensetzung der umgebenden Schmelze. Die dendritartige Ausbildung vieler Oligoklassäume (Abb. 5.19., 5.20.) läßt auf eine plötzliche Schmelzunterkühlung schließen. Allerdings gehen die Dendritsäume lateral wie auch nach außen häufig in eine "normale", also nicht-dendritische Wuchsform über, so daß es sich vermutlich nur um lokal wirksame geringfügige Temperaturgradienten gehandelt haben dürfte. Auf eine Unterkühlung des Hybridmagmas deuten, wie oben bereits angesprochen, viele Strukturen und Texturen in den Hybridgesteinen hin.

Der unregelmäßige, inverse oder normale Zonarbau der Oligoklassäume (Abb. 5.19., 5.20.) erklärt sich aus der Heterogenität der umgebenden Schmelzzusammensetzung, die aufgrund der mechanischen Magmenvermengung auch in Kleinstbereichen in der Umgebung einzelner Kristalle differiert.

5.5.4. QUARZ

Matrixquarz

Als typisches Spätkristallinat bildet Quarz xenomorphe isometrische Körner der feinkörnigen Grundmasse. Sein Anteil wechselt zwischen ca. 5 Vol% in basischen und gut 25 Vol% in sauren Hybridgesteinen.

Ummantelte Quarzeinsprenglinge

Quarzeinsprenglinge variieren in ihrer Größe zwischen 0.5 und 3cm. In der Regel handelt es sich um augen- oder spindelförmige Körner mit gebuchteten Korngrenzen, die mit ihren Längsachsen in Richtung der Fließtextur geregelt sind. Sie zeigen undulöse Aus-

löschung und Subkornbildung. In Hybridgesteinsbereichen mit sehr stark ausgeprägten Fluidaltextures sind Quarzeinsprenglinge zu länglichen, zigarrenförmigen oder bänderartigen Gebilden deformiert, die mit dem Fluidalgefüge geschwungen oder gewellt verlaufen. In einigen Proben sind gneisartige Gefüge mit lang ausgezogenen Bänderquarzen ausgebildet. Augenförmige Kalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglinge sind von solchen Quarzbändern umgeben. Die Quarzbänder können ein Längen/Dickenverhältnis von mehr als 20:1 erreichen. Texturen mit solch starken Deformationen sind allerdings nur lokal ausgebildet und zeigen laterale Übergänge zu Gefügen mit geringer ausgeprägten Deformationen. Immerhin zeigt sich daran, daß magmatisches Fließen kristallreicher, pseudoplastischer Schmelzen mit hoher Scherfestigkeit z.T. zu extremen Mineraldeformationen führen kann.

Quarzeinsprenglinge sind typischerweise von angelagerten mafischen Mineralen wie Klinopyroxen, Hornblende und Biotit teilweise oder vollständig umsäumt (Abb. 5.19., 5.20.). Solche Mafitmäntel befinden sich auch an den deformierten Quarzen, die auf diese Weise eindeutig als Einsprenglinge zu identifizieren sind.

Quarzeinsprenglinge mit Mafitsäumen sind die typischen Bildungen, die infolge der Vermengung basischer und saurer Magmen entstehen (P. BOWDEN, mdl. Mitteilung, Jan. 1987). Sie werden im Zusammenhang mit Magmenmischung häufig erwähnt (GOLDIE, 1977; BELL, 1983; KOYAGUCHI, 1986; DIDIER, 1987).

Herkunft und Genese ummantelter Quarzeinsprenglinge

Ummantelte Quarze sind ebenso wie die ummantelten Kalifeldspateinsprenglinge als kristalline Bestandteile des Granitmagmas anzusehen, die aus der Magmenmischung in das Hybridmagma gelangten. Aus den Geländebeziehungen und den petrographischen Beobachtungen ist dies klar ersichtlich.

PALIVCOVA (1978) stellt verschiedene Modelle zur Entstehung von mafitumsäumten Quarzen einander gegenüber. Im Zusammenhang mit ummantelten "Quarz-Ocelli" in einem Quarzgabbro der Böhmisches Masse diskutiert sie einen metasomatisch-hybriden, einen relik-tisch-metamorphen, einen primär-magmatischen bzw. einen xenokristallinen Ursprung dieser Quarze. DIDIER (1987) vermutet einen ähnlichen Bildungsprozeß wie bei der Entstehung ummantelter Feldspäte: Ursprünglich aus dem Granitmagma stammende Quarzkristalle werden als Einsprenglinge im Hybridmagma partiell resorbiert. Später setzt die Nukleation von mafischen Mineralen auf der Oberfläche der Quarze ein.

In Bezug auf die Klinopyroxene dürfte in den Hybridgesteinen eher ein Anlagerungsprozeß, z.B. Synneusis, zur Ummantelung von Quarzen geführt haben. Nukleationsvorgänge erscheinen ausgeschlossen, denn Pyroxene sind selbst Einsprenglinge in den Hybridgesteinen. Für Hornblende mag Neuspaltung als Ummantelungsprozeß eher infrage kommen.

5.5.5. PYROXEN UND HORNBLLENDE

Pyroxen und Hornblende werden gemeinsam behandelt, da beide Minerale in Hybridgesteinen meist in sehr intensiver Verwachsung miteinander vorkommen. Pyroxen tritt in Hybridgesteinen in der Regel nicht als Matrixmineral auf, sondern nur in Form von Einsprenglingen. Nur basische, hornblendefreie Hybridgesteine (s.u.) führen auch Matrixpyroxen.

Pyroxen

Orthopyroxen ist nur in den basischen Hybridgesteinen im zentralen Bereich des Santa Angélica-Plutons vertreten und auch dort nur in Anteilen <3 Vol%. Er wird noch vor Klinopyroxen von Hornblende verdrängt und fehlt deshalb in den meisten Hybridgesteinen. Es handelt sich um Hypersthen, der in seiner Ausbildung und durchschnittlichen Zusammensetzung den Hypersthenen der Gabbrodiorite entspricht (Abb. 5.8.; Tab. IIc.).

Klinopyroxen ist in den Hybridgesteinen häufiger vertreten, selten allerdings mit einem Anteil >5 Vol% (Tab. Id). In der Regel ist Klinopyroxen von Hornblende mehr oder weniger stark verdrängt (Koronastruktur; Abb. 5.22., 5.23., s.u.), nur in basischen Hybridgesteinen und in den Mafitmänteln mancher Quarzeinsprenglinge sind weitgehend unversehrte Klinopyroxene erhalten. Textur und Zusammensetzung entsprechen derjenigen von Klinopyroxenen aus den Gabbrodioriten (Kap. 5.1.4.; Abb. 5.8.; Tab. IIc.).

Amphibol

Amphibol ist die kennzeichnende und dominierende mafische Mineralphase der Hybridgesteine im Santa Angélica-Pluton. Während in den Gabbrodioriten und Graniten Amphibol in der Kristallisationsfolge fehlt, tritt Amphibol in den Hybridgesteinen mit Anteilen bis gut 20 Vol% auf. Lediglich in basischen Hybridgesteinen im Zentralbereich des Santa Angélica-Plutons fehlt Hornblende weitgehend. Solche Hybridgesteine sind gekennzeichnet von großen Pyroxenanteilen (bis 12 Vol%) und modalen Erzgehalten bis 8 Vol% (vgl. Kap. 5.5.7. und 5.6.1.).

Amphibol bildet in der Hybridgesteinsmatrix Körner bis 0.2mm Größe, hypidiomorphe Einsprenglinge werden bis 3mm groß und bilden oft Aggregate bis 1.5cm Größe. Größere Einzelkörner und Kornaggregate sind meist poikilitisch mit Quarz verwachsen (Abb. 5.23.). Neben runden bis ovalen Ilmeniten finden sich außerdem Plagioklas, zahlreiche Apatit- und seltener auch Zirkoneinschlüsse. Kräftige grüne Eigenfarbe und deutlicher Pleochroismus n_x = hell- bis dunkelgrün, n_y , n_z = blaß gelbgrün bis kräftig grün) sind kennzeichnend für Amphibole der Hybridgesteine. Die Auslöschungsschiefe z/c liegt bei 16-20°, die Achsenwinkel zwischen 40-50°. In Koronastrukturen existiert noch ein Amphiboltyp mit blaß gelbgrüner Eigenfarbe und schwachem Pleochroismus.

Mikrosondenanalysen und Kationenformeln der Amphibole finden sich in Tab. IIId. Entsprechend der Nomenklatur von LEAKE (1987) gehören die Amphibole der Hybridgesteine aufgrund der Kationenverhältnisse $\{Ca + Na\}_B = 1.80-1.96$ und $\{Na\}_B = 0$ zur Gruppe calciumreicher Amphibole (Abb. 5.21). Auch bei den farblosen, schwach pleochroitischen, feinstrahligen, faserigen Verwachsungen

mit Klinopyroxen in Inneren von Koronastrukturen handelt es sich offensichtlich um Calcium-Amphibole und nicht um Cummingtonit. Lediglich in den Umwandlungssäumen von Orthopyroxenen scheint "cummingtonitische Hornblende" aufzutreten; dies konnte aufgrund der äußerst feinen, schilfrigen Verwachsungen auch mit der Mikrosonde nur qualitativ nachgewiesen werden.

Die weitere Einteilung in der Amphibol-Klassifizierung nach LEAKE (1978) erfolgt nach der Besetzung auf A-Plätzen $\{Na + K\}A$, des Verhältnisses $Mg/Mg + Fe^{2+} = X_{Mg}$ und des $\{Si\}$ -Anteils bei $Ti < 0.50$ (Abb. 5.21.).

Die Amphibole der Hybridgesteine sind in der Regel magnesium-hastingsitische Hornblendend. Die Besetzung der A-Plätze liegt bei $\{Na + K\} = 0.35-0.79$, das X_{Mg} -Verhältnis zwischen $0.47-0.59$, der ÄSiü -Gehalt bei $6.29-6.49$ (Abb. 5.21.). In den breiten Höfen der Koronastrukturen treten edenitische Hornblendend auf, mit etwas höheren X_{Mg} -Verhältnissen zwischen $0.63-0.69$ und $\{Si\}$ -Gehalten von $6.51-6.75$.

Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen

Freie Pyroxenphasen in Hybridgesteinen sind praktisch nur in deren basischsten Vertretern aus dem Zentralbereich des Santa Angélica-Plutons zu finden. In der Regel wird Pyroxen in den Hybridgesteinen von Hornblende verdrängt und sukzessive völlig von ihr ersetzt, wobei Ummantelungs- und Koronastrukturen entstehen (Abb. 5.22., 5.23., 5.24.).

Schmale Hornblendesäume sind häufig bereits an Pyroxenen der Gabbrodiorite zu beobachten (Kap. 5.1.4.). In Hybridgesteinen treten breite, gitterorientierte Reaktionsmäntel auf (Abb. 5.22.). Mit zunehmender Verdrängung des Pyroxens entsteht ein äußerst feinstrahliges, schilfriges Aggregat im Kornzentrum, das aus Pyroxen, farblosem Amphibol, Quarz und Ilmenit besteht. Es zeigt hohes Chagrin und leuchtend blaue und rote Interferenzfarben der 2. Ordnung. Die Mineralphasen sind derart fein verwachsen, daß Mikrosondenmessungen nur einen qualitativen Nachweis der Einzelphasen liefern konnten.

Im fortgeschrittenen Stadium der Pyroxenverdrängung verliert sich das hohe Chagrin im Kern der Hornblendekörner. Es zeigen sich rundliche Quarz- und Ilmenit-"Tropfen", umgeben von farblosem bis blaßgrünlichem Amphibol mit leuchtenden Interferenzfarben 2. Ordnung. Es ist eine Siebtextur entstanden (Abb. 5.23.) aus farbloser poikilitisch mit Quarz verwachsener Hornblende, umgeben von einem homogenen, kräftig grünen Hornblendesaum. Die Ilmenittropfen sammeln sich in größeren Einzelkörnern an der Peripherie der Hornblendekörner. Solche hypidiomorphen quarzpoikilitischen Hornblendekristalle sind die kennzeichnende Mafitphase der Hybridgesteine. Es werden auch komplexe Koronastrukturen (Abb. 5.24.) beobachtet, wobei einzelne Pyroxenrelikte im Kornzentrum von einem breiten Hof Si- und Mg-reicher, edenitischer Hornblende mit blaßgrüner Eigenfarbe und schwachem Pleochroismus umgeben sind. Dieser ist durchsetzt von zahllosen Quarz- und Ilmenittropfen, die am Rand besonders zahlreich sind. Dieses Aggregat ist von einem Saum kräftig grüner magnesium-hastingsitischer Hornblendekörner umgeben.

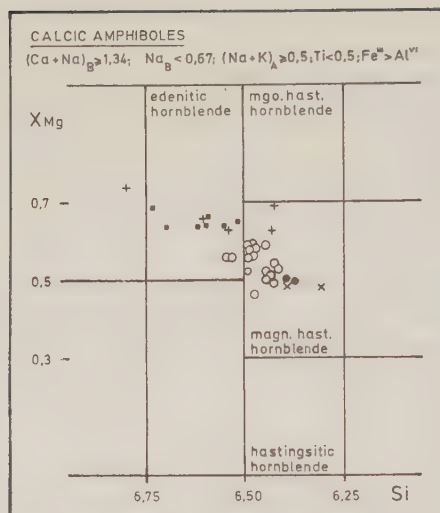


Abb. 5.21.: Calcium-Amphibole der Hybridgesteine. Amphibole mit reliktschen Pyroxenkernen (+, ■) zeigen höhere Si- und Mg-Gehalte als quarzpoikilitische Hornblendeeinsprenglinge und Matrix-hornblende (O, ●, x). Nomenklatur nach LEAKE (1978).

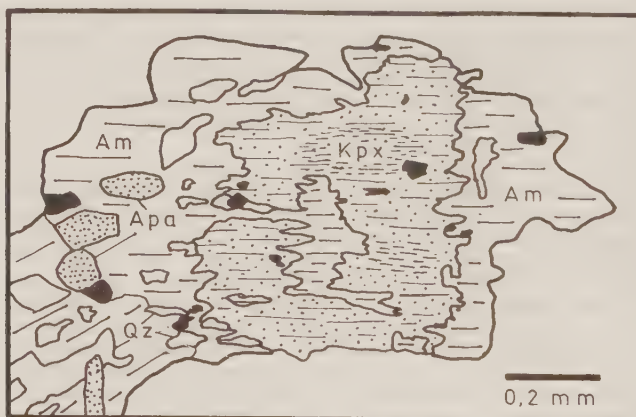


Abb. 5.22.: Verdrängung von Klinopyroxen (Kpx) durch Hornblende (Am). Klinopyroxen ist nur noch reliktsch vorhanden und umgeben von einem schilfig verwachsenen Aggregat aus farblosem Amphibol, Quarz und Klinopyroxen. Dieses Aggregat wird umgeben von einem Saum grüner magnesium-hastingsistischer Hornblende, die poikilitisch mit Quarz (Qz) verwachsen ist. Apa = Apatit. Schliff R 410A

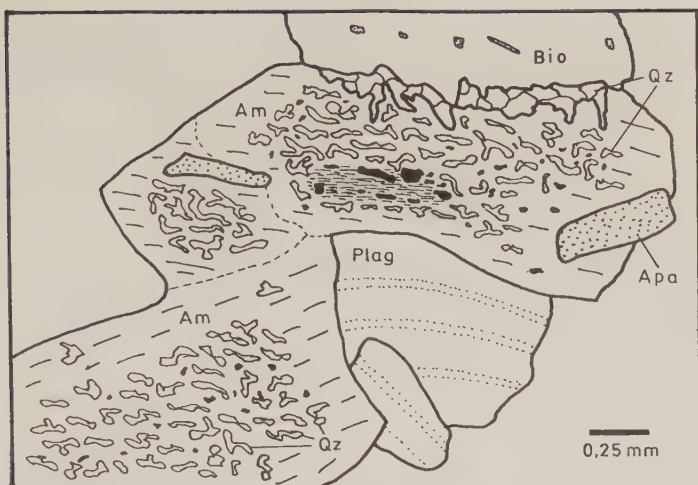


Abb. 5.23.: Fortgeschrittenes Stadium der Verdrängung von Pyroxen durch Hornblende. Im Kern der Hornblende (Am) sind "Pyroxenreste" in Form eines schilfrigen Aggregats (strichlielter Bereich) erkennbar. Sonst ist Pyroxen von quarzpoikilitischer (Qz) Hornblende ersetzt. Apa = Apatit, Plag = Plagioklas. Schliff P 310E



Abb. 5.24.: Pyroxen/Hornblende-Koronastruktur in basischem Hybridgestein. Pyroxenkerne sind von einem Aggregat aus blaßgrüner Hornblende (weiß) poikilitisch mit Quarz (Qz) und Erz (schwarz) durchsetzt umgeben. Dieses wird von grüner Hornblende umsäumt. Die Erzkörner (schwarz) sammeln sich an der Peripherie bzw. am Rand des Kornes. Schliff P 489

Entstehung der Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen

Ebenso wie ummantelte Feldspäte und Quarze stellen die Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen Disequilibrium-Strukturen dar. Das heißt, mechanisch aus dem "trockenen" Gabbrodioritmagma in das Hybridmagma übernommene Pyroxene waren nicht mehr stabil und wurden von Hornblende verdrängt. Koronastrukturen an Mafiten sind in Hybridgesteinen ein häufig beobachtetes Phänomen unabhängig davon, ob es sich um Plutonite, Subvulkanite oder Vulkanite handelt (GOLDIE, 1978; BELL, 1983; VOGEL et al., 1984; BROWN & BECKER, 1986; DIDIER, 1987).

Verschiedene Stadien der Pyroxenverdrängung sind heute in Form von Mantel- und Koronastrukturen erhalten (Abb. 5.23., 5.24.), wobei hypidiomorphe, quarzpoikilitische Hornblendekörner (Abb. 5.23.) das Endstadium darstellen. Die Pyroxenverdrängung in Hybridgesteinen ist eine magmatische Reaktion, keine Subsolidusreaktion. Neben hypidiomorphen Hornblenden, die sich auf Kosten von Pyroxen bilden, kristallisiert Hornblende außerdem in Form hypidiomorpher Matrixkörner. Hornblendeeinsprenglinge zeigen die Einschlußpopulation Plagioklas, Apatit, Zirkon, Erz. Biotit fehlt in der Regel, da die Biotitkristallisation erst nach Hornblende einsetzt. Das heißt, die Pyroxenverdrängung fand im Laufe der mechanischen Vermengung von Gabbrodiorit- und Granitmagma statt, also als Produkt der Magmenmischung.

Die Bedeutung von Hornblende als dominierende mafische Mineralphase der Hybridgesteine

Hornblende fehlt in der Kristallisationsfolge des Gabbrodiorits wie auch des Allanitgranits als primäre magmatische Mineralphase (Kap. 5.2. und 5.4.). Deshalb ist es bemerkenswert, daß in den Hybridgesteinen Hornblende in der Regel die dominierende mafische Mineralphase bildet und vor oder zusammen mit Biotit kristallisierte (Kap. 5.5.1. und 5.5.5.).

Bereichsweise sind zwar auch hornblendefreie Hybridgesteine mit gabbrodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung zu beobachten (im Zentralbereich des Santa Angélica-Plutons), doch treten diese anteilmäßig stark zurück.

Die magmatische Bildung von Hornblende sowie ihr Erscheinen innerhalb der Kristallisationsfolge eines Gesteins sind abhängig von der Gesamtzusammensetzung des jeweiligen Magmas (WONES & GILBERT, 1982; p.361). Eine besonders wichtige Rolle spielen dabei der SiO_2 -Gehalt, der Calcium- bzw. Kaliumanteil sowie die Sauerstoffugazität und die H_2O -Aktivität des Magmas (WONES & GILBERT, 1982; NANEY, 1983). Das häufige Fehlen von Hornblende in Gabbros und Basalten beispielsweise ist auf starke H_2O -Untersättigung der Magmen zurückzuführen (WONES & GILBERT, 1982; p.357).

Weder im Gabbrodiorit- noch im Granitmagma herrschten geeignete Bedingungen für die Bildung von Hornblende als primärmagmatische Mineralphase. Das H_2O -untersättigte Gabbrodioritmagma war "zu trocken" (Kap. 5.2.), das Granitmagma hatte außerdem nicht die entsprechende Gesamtzusammensetzung (hohe Kalium-, geringe Calciumanteile; vgl. auch HORN, 1987) für die Bildung von Hornblende (Kap. 5.4.).

Mischungen beider Magmen boten jedoch offensichtlich geeignete Bedingungen für die Bildung magmatischer Hornblende hinsichtlich chemischer Zusammensetzung, Sauerstoffugazität und H₂O-Aktivität (vgl. auch Horn, 1987). Eine Ausnahme bilden dabei nur die lokal auftretenden, weitgehend hornblendefreien, basischen Hybridgesteine.

Die Kristallisation von Hornblende in den intermediären Hybridgesteinen geht demnach nicht auf die Fraktionierung eines basischen Magmas zurück, - in diesem Fall von gabbroider nach dioritischer Zusammensetzung -, wie HORN (1987; S.175; S.237) dies postuliert. Vielmehr ist die magmatische Bildung von Hornblende auf Hybridisierungsvorgänge infolge der Mischung von Gabbrodiorit- und Granitmagma zurückzuführen. Dabei kristallisiert Hornblende einerseits direkt aus dem, durch die Mischung entstandenen Hybridmagma, andererseits wird primärer Pyroxen, der als kristalline Phase aus der basischen Magmenkomponente übernommen wurde, von Hornblende verdrängt.

Basische, hornblendefreie Hybridgesteine stellen Mischungen von Gabbrodiorit- und Granitmagma dar, die aufgrund ihrer Gesamtzusammensetzung und/oder ihrer H₂O-Aktivität keine geeigneten Voraussetzungen für die magmatische Bildung von Hornblende boten.

PITCHER (1987) diskutiert die Rolle von Hornblende als dominierender Mafitphase der basischen und intermediären Plutonite im peruanischen Küstenbatholiten. Nach seiner Meinung ist dies ausschließlich auf Fraktionierungsvorgänge und/oder Autometasomatose (relative H₂O-Anreicherung im Verlauf der Kristallisation) zurückzuführen. Die Genese von Hornblende in basischen und intermediären, kalk-alkalischen Magmen ausschließlich mit Fraktionierungsvorgängen oder Autometasomatose zu erklären, entspricht angesichts der oben beschriebenen komplexen Vorgänge nicht den Tatsachen. Nun soll hier nicht, noch dazu aufgrund eines einzigen Beispiels, ins andere Extrem verfallen werden, die Hornblendeentstehung ausschließlich auf Hybridisierung infolge von Magmenmischung zurückführen zu wollen. Aber diese Möglichkeit der Hornblendebildung muß bei der Genesediskussion intermediärer kalkalkalischer Gesteine immerhin in Betracht gezogen werden.

5.5.6. BIOTIT

In Hybridgesteinen treten die Biotite in Form kleiner Schüppchen und allotriomorpher Körner bis 0.5mm Größe auf. Nur in basischen Hybridgesteinen zeigen sie rotbraune Eigenfarbe, im allgemeinen handelt es sich um schmutziggrüne, titanarme Biotite. Die chemische Zusammensetzung der Biotite findet sich in Tabelle II.e. Die Titangehalte der Biotite aus basischen Hybridgesteinen sind mit 3.8-5.1 Gew% TiO₂ ähnlich hoch wie die der Biotite aus den Gabbrodioriten. Ansonsten liegt der Titangehalt bei 2.7-3.4 Gew% TiO₂, die Magnesiumwerte zwischen 11.0-13.8 Gew% MgO, das Kationenverhältnis X_{Mg} (Mg/Mg+Fe) bei 0.49-0.58. Typische Einschlüsse in Biotit sind feine, langprismatische Apatite (Kap. 5.5.8.), Opakphasen sowie Zirkon und Allanit, die breite pleochroistische Höfe erzeugen.

Biotitleisten bilden durch ihre Parallellagerung besonders gut die Fluidalgefüge der Hybridgesteine ab. Zusammen mit den anderen Mafiten bilden sie Säume um Quarzeinsprenglinge. In sauren Hybridgesteinen ist die Verdrängung von Hornblende durch Biotit erkennbar.

5.5.7. ERZPHASEN UND TITANIT

Ilmenit/Hämatit-Entmischungen

Vorherrschende Erzphase der Hybridgesteine sind Ilmenit/Hämatit-Entmischungsformen, wie sie auch in den Gabbrodioriten ausgebildet sind (s. Kap. 5.1.6.). Daneben sind auch Magnetitkörner zu finden, die einzelne grobe Ilmenitentmischungslamellen führen. Anteilsmäßig überwiegt jedoch Ilmenit deutlich vor Magnetit. Erzphasen bilden mit einem Anteil von knapp 1 Vol% bis ca. 5 Vol% meist ein Nebengemengteil in den Hybridgesteinen. In basischen, hornblendefreien Hybridgesteinen kann der Anteil der Erzphasen jedoch deutlich höher liegen und mehr als 5 Vol% betragen (vgl. hierzu auch Kap. 5.6.1.). Sulfiderze (Kupferkies, Magnetkies) treten nur in Spuren auf.

Titanit

Titanit, der in den Gabbrodioriten praktisch völlig fehlt, ist in den Hybridgesteinen Nebengemengteil und an ihrem Aufbau mit 0.5 bis knapp 6 Vol% beteiligt. Er kommt in Form großer (bis 2mm) unregelmäßiger Einzelkörner oder als Kornaggregate vor. Typischerweise ist die Mehrzahl aller Ilmenit/Hämatit-Kristalle von einem schmalen Titanitsaum umgeben, und es ist zu beobachten, daß die Oxidphase von der Silikatphase verdrängt wird.

Ilmenit/Hämatit-Körner mit Titanitsäumen

Das Vorkommen von Ilmenit/Hämatit-Körnern mit Titanitsäumen ist charakteristisch für die Hybridgesteine und weder im Gabbrodiorit noch im Granit zu beobachten. Titanit ist also (wenn überhaupt) nicht ausschließlich ein Einsprenglingsmineral in den Hybridgesteinen, das aus dem Granit übernommen wurde, sondern wurde innerhalb des Hybridmagmas gebildet.

Der Verteilungskoeffizient von Titan zwischen Oxiden und Silikatphasen wird von der Sauerstoffugazität (f_{O_2}) kontrolliert (HAGGERTY, 1977). Bei geringen f_{O_2} -Werten wird Titan in die Oxidphase eingebaut, was in der Kristallisation Fe_2TiO_4 -, $FeTiO_3$ - und $FeTiO_2$ -reicher Mischkristalle resultiert. Generell nimmt f_{O_2} bei fortschreitender Fraktionierung von basischen zu sauren Serien zu, wobei das Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnis ebenfalls zunimmt, so daß Magnetitmischkristalle bzw. hämatitreiche Ilmenite kristallisieren. Letzteres ist im Gabbrodiorit der Fall. Die Kristallisation von Titan ist außer vom f_{O_2} stark abhängig vom SiO_2 -Angebot (HAGGERTY, 1977). Dies mag zur vermehrten Kristallisation von Titanit statt Ilmenit/Hämatit im Hybridmagma geführt haben, dürfte aber nicht die Ursache für die Titanitsäume sein.

HAGGERTY (1977) beschreibt die Verdrängung von Ilmenit/Hämatit-Mischkristallen durch Titanit als Folge einer autometasomatischen Reaktion der Oxidkristalle mit der Restschmelze. Im Santa Angélica-Pluton dürfte es sich jedoch kaum um eine autometasomatische

Reaktion gehandelt haben, da sonst auch die Oxidphasen der Gabbrodiorite Titanitsäume aufweisen müßten. Da Titanitsäume jedoch nur an Oxidphasen der Hybridgesteine auftreten, scheint diese Reaktion ursächlich mit der Mischung von Gabbrodiorit- und Granitmagma zusammenzuhängen. Nach HAGGERTY (1977) wird überschüssiges Eisen, das bei der Verdrängung der Oxidphasen anfällt, in Amphibole und Phyllosilikate eingebaut. Dies wäre eine Erklärung für die deutlich erhöhten Eisengehalte der Hybridgesteinsbiotite gegenüber denen der Biotite der Gabbrodiorite.

5.5.8. AKZESSORIEN UND EINSCHLÜSSE

Apatit

Apatit bildet idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle in den Hybridgesteinen und zeigt drei unterschiedliche Ausbildungen (Abb. 4.25.). Derbe, gedrungene, kurzprismatische Apatitsäulen ($LDI = 2-8$) treten zusammen mit Mafiten oder in Mafitansammlungen der Hybridgesteine auf. Eine zweite Apatitgeneration bildet schlanke, langprismatische Nadeln mit einem LDI von 15-50. In den Apatitnadeln sind oft lange, feine Hohlräume zu beobachten, die // c-Achse gestreckt sind. Die Kristalle sind aber häufig wie die Apatite der Gabbrodiorite mit feinsten Opakeinschlüssen durchstäubt. Die dritte Generation schließlich bildet kurze, schlanke Säulen ($LDI = 3-6$).

Die Matrix der Hybridgesteine, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit sind völlig durchsetzt mit Apatitnadeln. Gelegentlich sind diese auch in kürzere Bruchstücke zerlegt, eine Folge magmatischen Fließens des Hybridmagmas, das bereits reich an kristallinem Material war. Apatit macht im Durchschnitt etwa 1-1.5 Vol% der Hybridgesteine aus, bildet aber mit bis zu ca. 3.5 Vol% oft einen Nebengemengteil.

Langprismatische, stengelige Apatite beschreiben WYLLIE et al. (1962), die sie in unterkühlten synthetischen Schmelzen beobachteten. REID et al. (1980; 1983) fanden Apatitnadeln in Basaltpillows, die in kühlerem Granitmagma abgeschreckt wurden. Diese Kristallformen sind typisch für Apatite aus Hybridgesteinen (BROWN & BECKER, 1986; DIDIER, 1987), die aus der Mischung basischer und saurer Magmen hervorgegangen sind. Dabei müssen nicht notwendigerweise große Temperaturgradienten herrschen, die durch Abschreckung eine Mischung eher behindern als fördern (GAMBLE, 1979; VOGEL et al., 1984). Offensichtlich genügen auch kleine Temperaturgradienten bei einer plötzlichen Unterkühlung, wie es bei den Santa Angélica-Magmen der Fall war. Für geringe Temperaturgradienten sprechen auch die Texturen der Oligoklasmäntel von Kalifeldspateinsprenglingen (Kap. 5.5.3., vgl. Kap. 6.).

Bei den derben, kurzprismatischen Apatiten handelt es sich um Einsprenglinge in den Hybridgesteinen. Nach Meinung von DIDIER (1987) sind kurzprismatische Apatitsäulen aus dem Granitmagma in das Hybridmagma übernommen. Für den Santa Angélica-Pluton trifft dies sicherlich nur für die schlanken Apatitsäulen zu (vgl. Kap. 5.3.5.). Aufgrund ihres Habitus und der opaken Mikrolitheinschlüsse stammen die derben, kurzprismatischen Apatite aus dem Gabbrodioritmagma.

Zirkon

Während Zirkon im Gabbrodiorit fast völlig fehlt und im Granit nur selten zu beobachten ist, tritt er in den Hybridgesteinen vergleichsweise häufig auf. Die Kristalle sind, wie bereits im Dünnschliff erkennbar, mehrfach zoniert und weisen häufig einen rundlichen, korrodierten Kern auf. Die Kornformen sind hypidiomorph bis idiomorph, doch sind Ecken und Kanten gerundet. Eine Zirkontypologie nach dem Vorbild von PUPIN (1980) zu erstellen, war aufgrund des geringen Probenmaterials unmöglich. Hier kann bisher nur auf die Kristallbeschreibungen in der Arbeit von SÖLLNER et al. (1987) verwiesen werden. Gelegentlich treten in den Hybridgesteinen auch idiomorphe Xenotimkristalle auf, oft mit einem gerundeten Kern im Inneren.

Allanit

Allanit ist ein kennzeichnendes Akzessorium des grobkörnigen porphyrischen Granits. Dieses Mineral tritt als Einsprengling auch in den Hybridgesteinen auf. Die meist idiomorphen Kristalle sind im Schnitt <1mm, können jedoch eine Größe von 5mm erreichen. Sie haben eine hohe Lichtbrechung, honiggelbe bis leuchtend orange Farbe bei deutlichem Pleochroismus. In Biotiten sind sie von einem "radioaktiven Hof" umgeben, und meist gehen radialstrahlige Risse von ihnen aus. Allanite zeigen oft einen deutlichen Zonarbau, viele Körner sind jedoch völlig isotropisiert.

Einschlüsse

Graniteinschlüsse, die aus Feldspat-Quarz-Aggregaten bestehen, treten in der Umgebung von Granitschlieren häufig auf. Es sind locker zusammenhängende Kristallaggregate, meist bereits durchdrungen von feiner dunkler Hybridmatrix, oder größere Granitpartien mit einer Größe bis zu einem Meter.

In den Hybridgesteinen sind aber auch basische Einschlüsse zu finden. Besonders zahlreich sind Mafitputzen ("mafic clots") von 0.5-3cm Größe, die fast ausschließlich aus Hornblende nach Pyroxen bestehen. Ilmenitkörner sind am Rand dieser unregelmäßig oder spindelförmig geformten Körner angesammelt. Die Hornblendekörner sind sehr oft von rotbraunem titanreichem Biotit umgeben. Außerdem gibt es Gabbrodioriteinschlüsse mit einer Größe bis zu 5cm (Abb. 5.26.). Auch hier sind die Pyroxene fast vollständig von Hornblende verdrängt, die ihrerseits von Titanbiotit umsäumt sind. Die Plagioklase sind stark deformiert, zeigen Knickstellen mit Albitgleitwillingen, Subkornbildung und sind partiell rekristallisiert (Abb. 5.26.).

Die Einschlüsse sind, deutlich erkennbar, bereits in Auflösung begriffen. Sie sind teilweise in fetzenförmige Kornaggregate oder Einzelminerale zerlegt, die bereits in der Hybridgesteinsmatrix inkorporiert sind (Abb. 5.26.). Anhand solcher Auflösungserscheinungen, die die mechanische Zerlegung von Einschlüssen im Verlauf des physikalischen Vermengungsprozesses dokumentieren, sind die Vorgänge bei der mechanischen Vermengung von kristallreichen Magmen nachvollziehbar. So werden insbesondere auch die spröde Deformation von Pyroxen, Plagioklasen, Apatit einerseits bzw. die plastische Deformation von Quarz andererseits verständlich.

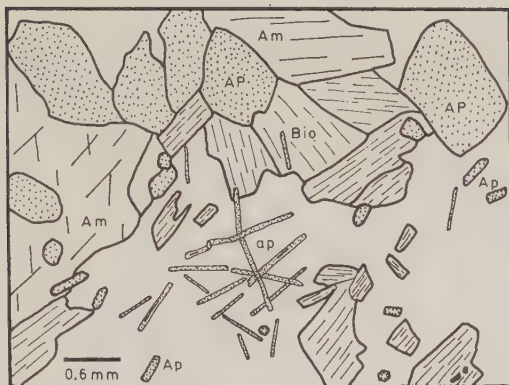


Abb. 5.25.: Drei Apatittypen in Hybridgesteinen. Derbe kurzprismatische Apatite (AP) entstammen dem Gabbrodiorit, schlanke kurzprismatische (Ap) dem Granit. Lange Apatitnadeln (ap) wuchsen infolge von Schmelzunterkühlung im Hybridmagma. Schliff P 339B

_a

_b



Abb. 5.26a, b: Gabbrodioriteinschluß in Hybridgestein. Pyroxene (Px) sind weitgehend von grüner Hornblende (Am) verdrängt, die ihrerseits oft von Biotitsäumen (Bio) umgeben ist (-b). Plagioklasse (Plag) verbogen und mit Subkornbildung (-b). Der Einschluß löst sich in einzelne Plagioklas- und Hornblendeaggregate auf, die in feinkörniger Hybridmatrix (weiß mit Linien der Fluidal-textur) treiben (aus BAYER et al., 1985). Schliff R 252B

5.6. GEOCHEMIE

Zur Geochemie der Intrusivserien des Santa Angélica-Plutons sowie der Plutone von Venda Nova und Castelo liegt bereits eine umfangreiche Arbeit vor (HORN, 1987). In diesem Kapitel soll deshalb nur auf einige wenige Aspekte eingegangen werden, die sich im Zusammenhang mit der Mischung kristallreicher Magmen ergeben. Außerdem werden Überlegungen im Hinblick auf die Magmenentwicklung im südlichen Espírito Santo angestellt.

Aus den Analysen von HORN (1987; Tab. 8) wurden 60 Proben ausgewählt, zu denen auch Dünnschliffe existieren. Die petrographische Auswertung zeigte, daß viele Proben, die nach ihrer chemischen Zusammensetzung als Gabbrodiorite oder Granite bezeichnet wurden, in Wahrheit basische bzw. saure Hybridgesteine sind. "Reine" Gabbrodiorite bzw. Granite (Allanit-Granit), d.h. von Hybridisierung völlig unbeeinflusste Proben sind im Santa Angélica-Pluton aufgrund der intensiven konvektiven Vermengung der Magmen nur selten anzutreffen. In den Diagrammen wurden die betreffenden Proben entsprechend neu gekennzeichnet.

5.6.1. VARIATIONSDIAGRAMME

Als typische Kennzeichen von Magmenmischung gelten neben Geländebeobachtungen und petrographischen Argumenten lineare Trends in Variationsdiagrammen (VOGEL, 1982; WHALEN & CURRIE, 1984; BROWN & BECKER, 1986): Alle Glieder einer Mischung liegen, je nach dem Mischungsverhältnis, auf einer geraden Verbindungslinie zwischen den Endgliedern. Strenggenommen gilt dies jedoch nur für homogene Mischungen von Flüssigkeiten. Je nach dem Anteil kristalliner Mineralphasen in den an der Mischung beteiligten Magmen und deren Verteilung und Equilibrierung innerhalb eines neugebildeten Hybridmagmas können sich jedoch durchaus auch Abweichungen von linearen Trends ergeben (vgl. BROWN & BECKER, 1986; fig. 13; VOGEL, 1982; PETRICK, in Vorb.).

Variationsdiagramme der Intrusivgesteine des Santa Angélica-Plutons zeigen in guter Näherung lineare Trends für MgO , CaO und $Fe_2O_3(\text{total})$ gegen SiO_2 (Abb. 5.27). Ein linearer Trend ist auch im Diagramm Sr gegen SiO_2 entwickelt, wenn auch mit relativ weiter lateraler Streubreite.

Dagegen zeigen die Probenpunkte bei den Variationsdiagrammen K_2O bzw. Rb gegen SiO_2 eine große Streubreite bei SiO_2 -Werten oberhalb 65% (vgl. Abb. 5.27.). Die Ursache dafür dürfte in der großen Variation des Anteils der Kalifeldspateinsprenglinge innerhalb der sauren Hybridgesteine (die sich naturgemäß im Kontaktbereich von Granitschlieren mit einer Vielzahl von Großfeldspäten befinden) zu suchen sein (Kap. 5.5.1.; vgl. Abb. 4.8. und 6.1.). Im Gegensatz zum Anteil der großen Kalifeldspateinsprenglinge, der in den sauren Hybridgesteinen stark schwankt, sind die Plagioklaseinsprenglinge sowie die Ferromagnesiumminerale gleichmäßiger verteilt, was sich in den kontinuierlich abnehmenden Trends von CaO , MgO , z.T. auch FeO gegen SiO_2 zeigt.

Ursachen der Variationen der P2O₅- und TiO₂-Gehalte

In den Variationsdiagrammen P2O₅ und TiO₂ (vgl. auch Fe₂O₃tot.) gegen SiO₂ streuen die Werte im Bereich um 50% SiO₂ relativ stark, während bei höheren SiO₂-Gehalten lineare Trends entwickelt sind (s. HORN, 1987; Abb. 5.75; Variationsdiagramm P2O₅/D.I.)

Die Anreicherung von P und Ti in Hybridgesteinen, die aus Magmenmischung resultieren, wurde bereits häufiger vermerkt, ohne daß dafür eine befriedigende Erklärung gegeben worden wäre (VOGEL, 1982; BROWN & BECKER, 1986). PETRICK (in Vorb.) weist eine signifikante Anreicherung von Fe, Ti sowie P und Y in den überwiegend hornblendefreien Hybridgesteinen des Venda Nova-Plutons nach. Ein vermehrtes Auftreten von Ilmenit (als Fe- und Y-Träger) sowie von Apatit (als P- und Y-Träger) ist auch in einigen hornblendefreien Hybridgesteinen des Santa Angélica-Plutons zu beobachten (vgl. Kap. 5.5.5.; Tab. Id). Allerdings stehen von den betreffenden Proben bisher nur einzelne wenige geochemische Analysen zur Verfügung (HORN, 1987; Tab. 8), so daß hier teilweise die Entwicklung in den Hybridgesteinen des Venda Nova-Plutons (vgl. auch PETRICK, in Vorb.) zum Vergleich herangezogen wird.

In koexistierenden Silikatschmelzen wird unter Gleichgewichtsbedingungen P2O₅ (wie auch TiO₂) in der geringer polymerisierten Schmelze angereichert, i.e. in der basischeren Schmelze (RYERSON & HESS, 1987). Dadurch kommt es zu einer Verringerung der Silicium-Aktivität in der basischen Schmelze, da P⁵⁺ ebenso wie Si⁴⁺ als Netzbildner fungiert (RYERSON & HESS, 1980).

In geringer polymerisierten Schmelzen sind die Aktivitätskoeffizienten von P2O₅ und CaO geringer als in höher polymerisierten Schmelzen, d.h. bei gleichen absoluten P2O₅-Gehalten ist die Aktivität von P2O₅ in einer basischen Schmelze geringer als in einer SiO₂-reichen sauren Schmelze (RYERSON & HESS, 1980). Daraus folgt, daß bei gegebenen CaO-Gehalten und Fugazitäten der Volatilphasen aus einer stark polymerisierten, SiO₂-reichen Schmelze bereits bei geringeren absoluten P2O₅-Gehalten Apatit kristallisiert als aus weniger polymerisierten, basischen Schmelzen.

Dies bedeutet aber auch, daß durch die Zugabe SiO₂-reichen Materials - etwa durch die Assimilierung von Nebengestein -, zu einer basischen Schmelze deren Sättigungsgrad hinsichtlich P2O₅ erreicht werden kann, ohne daß sich der absolute P2O₅-Gehalt erhöht (RYERSON & HESS, 1980). Auf diese Weise kommt es dann zu einer Apatitausfällung.

Die Vermischung von SiO₂-reichen Magmen mit den gabbroiden Magmen im Santa Angélica- bzw. Venda Nova-Pluton hatte offensichtlich genau den beschriebenen Effekt, so daß es in den basischen Hybridgesteinen zur spontanen Apatitausfällung kam. Dieser Vorgang in Verbindung mit einer geringfügigen, abrupten Schmelzunterkühlung (vgl. Kap. 5.5.2.; 5.5.3.) dürfte verantwortlich sein für den nadeligen Habitus der Kristalle (Abb. 5.26.), mit denen diese Gesteine völlig durchsetzt sind.

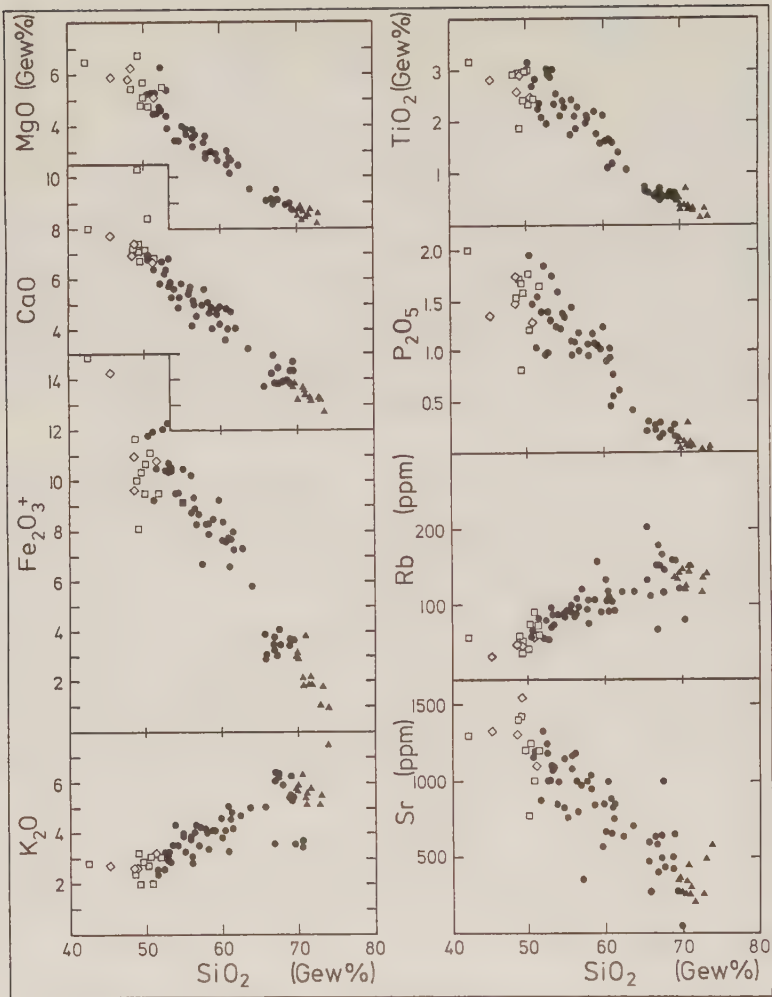


Abb. 5.27.: Variationsdiagramme von MgO, CaO, Fe₂O₃total, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Rb, Sr gegen SiO₂. Die Diagramme zeigen in guter Näherung lineare Trends mit einer ausgeprägten Lücke in der Zusammensetzung bei 62-65% SiO₂. Auffallend ist die Streubreite saurer Hybridgesteinsproben in den Diagrammen K₂O und Rb gegen SiO₂ sowie die Streuung basischer Hybridgesteine in den Diagrammen Fe₂O₃total, TiO₂ und P₂O₅ gegen SiO₂. Symbole: Gabbrodiorit feinkörnig (◇), grobkörnig (□), Hybridgesteine (●), Granit (▲). Analysenwerte aus HORN (1987).

Die mit wachsendem SiO_2 -Gehalt linear abnehmenden P_{205} -Gehalte der Hybridgesteine im Santa-Ángélica-Pluton gehen wohl auf eine Art "Verdünnungseffekt" zurück: Zum einen werden unterschiedliche Mengen SiO_2 -reichen Magmas zugemischt (im Zentrum des Plutons weniger als am Rand), so daß eine ursprüngliche P_{205} -Anreicherung zunehmend "verdünnt" wird. Zum anderen sorgt die konvektive Vermengung der Magmen für kontinuierlich abnehmende P_{205} -Gehalte.

Nach RYERSON & HESS (1980) hat Ti^{4+} in Silikatschmelzen ganz ähnliche Funktionen wie P_5^{+} und Si_4^{+} , so daß mit diesem Modell in ähnlicher Form auch die erhöhten Erzgehalte der Hybridgesteine (Ilmenit/Hämatit-Mischkristalle als Fe- und Ti-Träger) zu erklären sind. Plötzliche Änderungen der Sauerstoffugazität durch die Zu-mischung von SiO_2 -reichem Magma mögen hier der Auslöser für eine spontane Ausfällung von Ilmenit/Hämatit-Mischkristallen gewesen sein.

Besetzungslücke in Variationsdiagrammen

In den Variationsdiagrammen fällt eine ausgeprägte Lücke in der Besetzungsdichte der Proben bei 62-65% SiO_2 auf. Solche Lücken, wenn auch bei unterschiedlichen SiO_2 -Gehalten, kommen auch bei anderen Plutonen vor (WALAWENDER & SMITH, 1980; NOYES et al., 1983; BARNES et al., 1986) und sind sehr häufig bei Effusiva zu beobachten (vgl. HILDRETH, 1981). Im Fall des Santa Ángélica-Plutons geht dies nicht auf einen statistischen Fehler bei der Auswahl von "nur" 60 Proben zurück. HORN (1987; Kap. 5.3.5.1.) vermerkt ebenfalls, allerdings bei der wesentlich größeren Anzahl von knapp 400 Proben, diese Lücke.

BARNES et al. (1986) vermuten Probennahmefehler, die eine Lücke zwischen 60 und 63% SiO_2 in den Variationsdiagrammen von Plutonen der Klamath Mountains (Kalifornien) verursachen. Fehler bei der Probennahme, etwa durch selektive Probennahme, dürften jedoch im Santa Ángélica-Pluton ausscheiden, denn auch die in sehr dichten Abständen beprobten Spezialprofile weisen geringe Besetzungsdichten im Bereich zwischen 62 und 65% SiO_2 auf.

Im Santa Ángélica-Pluton sind offensichtlich speziell diese Mischungsverhältnisse relativ weniger häufig verwirklicht als andere. Die Ursachen sind noch nicht ganz klar. Hier spielen wohl geringfügige Viskositätsunterschiede zwischen Gabbrodiorit- und Granitmagma eine Rolle sowie die Tatsache, daß der mechanische Vermengungsvorgang zum Erliegen kam, noch bevor eine völlige Homogenisierung beider Magmen erreicht war.

5.6.2. AFM-DIAGRAMM UND MAGMENENTWICKLUNG

Die geochemische Entwicklung der Intrusivgesteine des Santa Ángélica-Plutons und anderer komplexer Plutone im südlichen Espírito Santo verläuft entsprechend dem "Kalkalkali-Trend" im AFM-Dreieck (Abb. 5.29., vgl. auch HORN, 1987; WIEDEMANN et al., 1987).

Es handelt sich jedoch hier nicht um einen Fraktionierungstrend (Horn, 1987), sondern um einen "Mischungs-Trend". Dies geht aus der Koexistenz und Mischung basischer Mantelfraktionate gabbroider Zusammensetzung (hier Gabbrodiorit) mit krustenantepektischen,

granitischen Magmen (hier Allanitgranit) im Santa Angélica-Pluton hervor. Die petrographischen Untersuchungsergebnisse (Kap. 5.5.) bestätigen dies ebenso. Zudem dürfte fraktionierte Kristallisation bei so kristallreichen Magmen, wie sie im Santa Angélica-Pluton vorlagen, nur eine sehr untergeordnete Rolle gespielt haben.

Diese Gegebenheiten entsprechen den Vorstellungen von HILDRETH (1981), wonach Krustenmagmatismus fundamental von basaltischem Magmatismus aus dem Oberen Mantel beeinflusst wird: Demzufolge stellt der "Kalkalkali-Trend" im AFM-Dreieck eine Mischungslinie zwischen basischen Mantelfraktionaten und krustenanatektischen Magmen dar, wobei die dabei entstehenden Hybridmagmen später neuerlich fraktionieren können.

Die Einbeziehung der basischen Intrusivkomplexe in die Überlegungen zur Magmenentwicklung im südlichen Espírito Santo bringt weiteren Aufschluß über Art und Ursprung der gabbroiden Gesteine.

Gabbronorite und Gabbros aus dem Jacutinga- und Itaoca-Komplex zeigen eine deutliche Fe-Anreicherung entsprechend dem Tholeiit-Trend im AFM-Dreieck (Abb. 5.29.). Quarzgabbros und Gabbrodiorite aus dem Itaoca-Komplex sind demgegenüber im AFM-Dreieck auf ein enges Feld begrenzt, das deutlich zur Basis hin verschoben ist und sich teilweise mit dem Verteilungsfeld der Gabbrodiorite des Santa Angélica-Plutons überlappt (Abb. 5.29.). Die petrographischen Beobachtungen (Koronastrukturen an Mafiten, komplexer Zonarbau von Plagioklasen) sowie die hohen Strontium-Initialverhältnisse ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708-0.709$ für Jacutinga; SÖLLNER, mdl. Mttlg., Aug. 1987) lassen auch in diesen basischen Gesteinen eine Beeinflussung durch Krustenmaterial vermuten (Kap. 3.2.2.).

Hier zeichnet sich, wie es scheint, entsprechend den Vorstellungen von HILDRETH (1981; p. 10186), eine Entwicklung ab, die sich in den komplexen Plutonen, wie dem Santa Angélica- und Venda Nova-Pluton, fortsetzt:

Basische Mantelfraktionate (mit Affinitäten zu tholeiitischer Zusammensetzung?) werden mit Krustenmaterial kontaminiert. In den basischen Intrusivkomplexen ist dieser Vorgang durch fraktionierte Kristallisation in situ verschleiert, so daß die Kontamination nur indirekt geochemisch und petrographisch nachzuweisen ist (s. Kap. 3.2.2.). In den komplexen Plutonen hat sich der Vorgang in Form von Magmenmischung erhalten, aber die Zusammensetzung der basischen Magmenanteile ist bereits verändert; die Intrusivserien der komplexen Plutone folgen dem Kalkalkali-Trend.

Die gleiche Entwicklung beschreiben WALAWENDER et al. (1979) und WALAWENDER & SMITH (1980; fig. 7) von Plutoniten des Peninsular Ranges Batholith (Kalifornien). Ähnlich sehen auch BATCHELOR & BOWDEN (1985) die Entwicklung granitoider Intrusivserien: Durch fraktionierte Kristallisation eines Parentalmagmas tholeiitischer Zusammensetzung entstehen basisch/intermediäre Schmelzen ("source trend"). Diese mischen sich mit krustenanatektischen Schmelzen, wobei durch spätere erneute fraktionierte Kristallisation individuelle Intrusionen innerhalb der Granitoidserien entstehen ("series trend").



Abb. 5.28.: AFM-Diagramm. Die Verteilung der Proben aus dem Santa Angélica-Pluton folgt dem Kalkalkali-Trend. Gabbrodiorit feinkörnig (○), grobkörnig (●); Hybridgesteine (●), Granit (x). Trennlinie zwischen Kalkalkali- und Tholeiit-Trend nach IRVINE & BARAGER (1971). Das eng schraffierte Feld zeigt die Verteilung von Quarzgabbros und Gabbrodioriten des Itaoca-Komplexes (n=31). Gabbros und Gabbronorite des Itaoca-Komplexes (weit schraffiertes Feld; n=15) und des Jacutinga-Komplexes (umrandetes Feld; n=15) lassen eine starke Eisenanreicherung erkennen (Daten aus LADWIG, in Vorb.; WIEDEMANN et al., 1986 sowie eigenen unveröffentlichten Analysen und HORN, 1987).

Unter diesen Gesichtspunkten eröffnet die vergleichende Analyse verschiedener Intrusivkörper im südlichen Espírito Santo eine interessante Perspektive für weiterführende Arbeiten.

5.6.3. KLASSIFIZIERUNG DER GRANITOIDSERIEN

Eine Zuordnung der granitischen Gesteine des Santa Angélica-Plutons zu bestimmten Gesteinstypen entsprechend typischer geotektonischer Positionen, etwa nach dem von PITCHER (1982) vorgeschlagenen Schema, erscheint bisher noch problematisch (vgl. auch HORN, 1987). PITCHER (1982) läßt zudem offen, inwieweit diese Klassifizierung auch auf präkambrische Granitoide anwendbar ist.

Chemische Parameter ($Al/(Na + K + Ca/2) < 1.1$; $875Sr/86Sr = 0.707$) sowie der Mineralbestand deuten auf I-type-Affinitäten des Allanit-Granits hin. Eine sinnvolle Anwendung des Schemas von PITCHER

(1982) bedarf allerdings außer solcher Details einer genauen Kenntnis der struktureologischen Gegebenheiten im Lauf der Intrusionsgeschichte.

Die strukturelle Entwicklungsgeschichte des Ribeira Mobile Belt während des Oberproterozoikums ist jedoch durchaus noch nicht geklärt und wird kontrovers diskutiert (vgl. BAYER, 1987; S. 128/129). Plattentektonische Modelle sind noch spekulativ (FYFE & LEONARDOS, 1977) und z.T. einander widersprechend (PEDREIRA, 1979 bzw. JOST et.al., 1984; BAYER et al., 1986 bzw. LAMMERER, 1987; vgl. auch TORQUATO & CORDANI, 1981).

LAMEYRE & BOWDEN (1982) schlagen eine Klassifizierung nach Granitoid-Serien vor. Danach gehören die Gesteine des Santa Angélica-Plutons zu den kalkalkalisch-granodioritischen Granitoidserien mittlerer Kaliumgehalte (vgl. Abb. 5.3.), während die Gesteine des Venda Nova-Plutons den kalkalkalisch-monzonitischen Serien mit hohen Kaliumgehalten zuzurechnen sind (vgl. BAYER et al., 1985; Abb. 17; PETRICK, in Vorb.)

Der Santa Angélica-Pluton und die komplexen Plutone im südlichen Espírito Santo sind typische "Mischgranite" (i.e. M-type granites) im Sinn der Nomenklatur von DIDIER et al. (1982). Die Bezeichnung charakterisiert Granitoidplutone, an deren Aufbau Mantel- und Krustenmaterial beteiligt sind.

Dies scheint derzeit die treffendste Klassifizierung des Santa Angélica-Plutons sowie der weiteren bisher untersuchten komplexen Plutone im südlichen Espírito Santo zu sein.

6. MAGMENMISCHUNG IM SANTA ANGÉLICA-PLUTON

6.1. HYBRIDISIERUNG ALS ERGEBNIS VON MAGMENMISCHUNG

Mischgesteinszonen mit Hybridgesteinen, die so typisch für den Santa Angélica-Pluton sind, (Kap. 4.3.), belegen die Koexistenz von gabbroidem und granitischem Magma im Verlauf der Kristallisationsgeschichte dieses Plutons. Heute bilden gabbroide und granitische Gesteine jedoch nur noch einen verhältnismäßig geringen Anteil der Intrusivgesteine. Den Hauptanteil stellen intermediäre Hybridgesteine dioritischer bis granodioritisch/granitischer Zusammensetzung (Abb. 5.3.). In Abb. 6.1. sind die charakteristischen strukturellen, textuellen und petrographischen Merkmale einer Durchmischungszone am Beispiel des Spezialprofils R380 zusammengestellt.

Die Hybridisierung der Santa Angélica-Magmen erfolgte nicht infolge Assimilierung kristallinen Nebengesteins bzw. infolge von in situ-Anatexis, wie dies WEISS (1986; Abb. 12.16) am Ballachulish-Pluton (Schottland) zeigte. Xenolith-Material und graduelle Übergänge zum Nebengestein, die auf Assimilierung zum Nebengestein hindeuten würden, wurden im Santa Angélica-Pluton nicht beobachtet.

Der diapirische Intrusionsstil (Kap. 7.) des Plutons läßt außerdem erkennen, daß Gabbrodiorit- und Granitmagma bereits gemeinsam intrudierten und sich im Laufe dieses Vorgangs miteinander vermengten.

Die Mischung unterschiedlicher Anteile beider Magmen führte zur Bildung eines weiten Spektrums basischer bis saurer Hybridgesteine (Kap. 4.3. und Kap. 5.5.). Die Hybridisierung ist also das Ergebnis von Magmenmischung. Die beiden Endglieder dieser Mischung sind in Form von Gabbrodiorit und Allanitgranit noch weitgehend unbeeinflusst erhalten geblieben.

Bemerkenswert ist der hohe Kristallanteil, den die Santa Angélica-Magmen bereits gehabt haben müssen. Vergleichende Modalanalysen von Hybridgesteinen und der feinkörnigen Gabbrodioritvarietät sowie Abschätzungen für den Allanit-Granit lassen auf Kristallanteile zwischen 40 Vol% und mehr als 60 Vol% schließen (Kap. 5.1.; 5.3.; 5.5.1.). Die Santa Angélica-Magmen stellten demnach sog. crystal mushes dar, also kristallreiche Magmenbreie.

Charakteristische Merkmale der Hybridgesteine sind die heterogene Struktur und Zusammensetzung und die feinkörnige, porphyrische Fluidaltextur (Kap. 4.3.4 und 5.5.1.). Diese Merkmale sind am Beispiel des Spezialprofils R380 (Abb. 6.1.) dargestellt. Unter den Xenokristallen fallen Kalifeldspäte und Quarze durch ihre Größe besonders auf. Weitere Xenokristalle sind Plagioklas, Pyroxene und Hornblende. Typische Disequilibrium-Strukturen wie Ummantelung, Koronastrukturen und partielle Resorption kennzeichnen diese Minerale als Einsprenglinge in den Hybridgesteinen, die mit dem Hybridmagma nicht in Gleichgewicht standen (Kap. 5.5.).



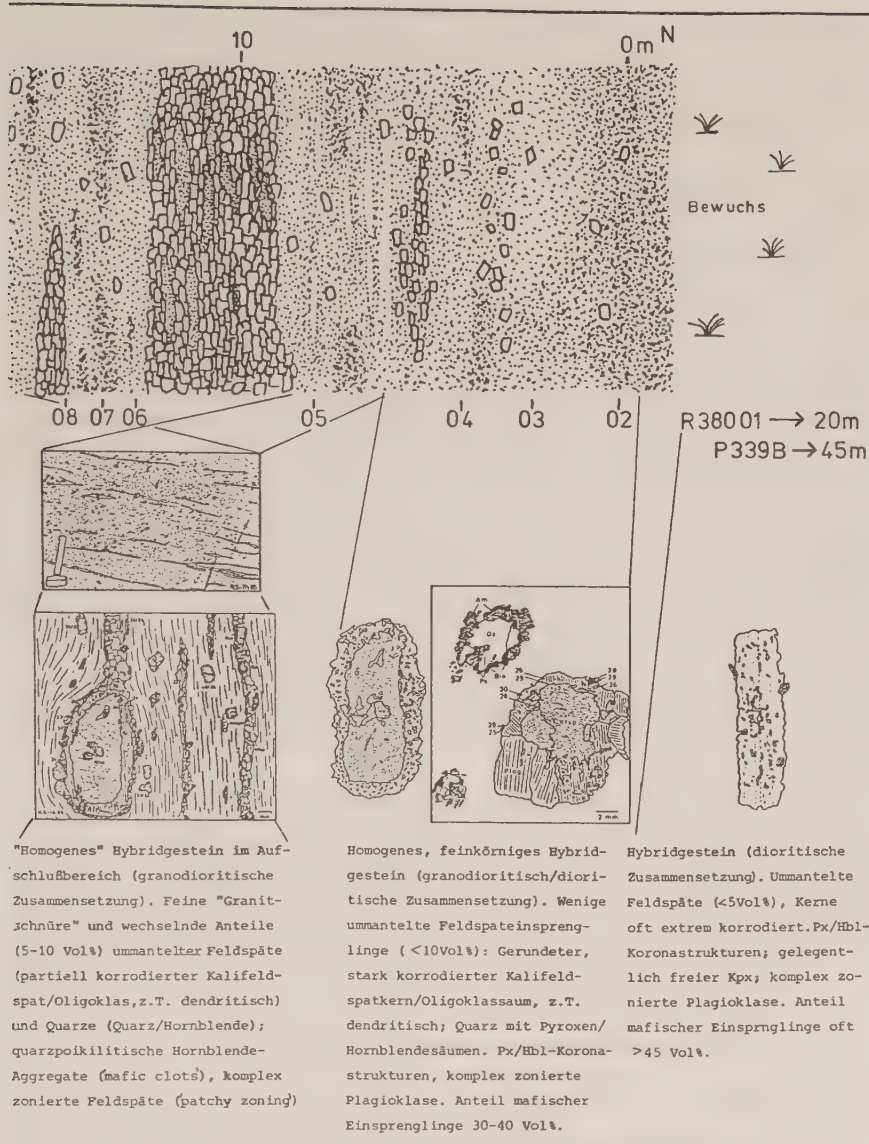


Abb.6.1.: Schematische Darstellung einer Durchmischungszone im Santa Angélica-Puton. Detailstrukturen und Mineraltexturen nach Text-Abb.: 4.8., 4.11., 5.18a., 5.11., 5.18b., 5.20. und 5.18c. (von ob. li. nach u. re.). Probenpunkte: R 380 00-16; P 339B; Spezialprofil R 380.

Phänokristalle der beiden Ausgangsmagmen wurden bei deren Vermengung in das Hybridmagma übernommen, wobei das Granitmagma Kalifeldspat, Quarz und sauren Plagioklas, das Gabbrodioritmagma Pyroxen und basischen Plagioklas beisteuerten (Kap. 5.5.). Infolge von Ungleichgewichten zwischen der Hybridschmelze und diesen Einsprenglingen entwickelten sich die Disequilibrium-Strukturen.

Da es in der Natur der Sache liegt, daß durch Magmenmischung die unterschiedlichen Eigenschaften der beteiligten Magmen zunehmend verwischt werden (SPARKS, 1983), kommt der petrographischen Interpretation der Einsprenglingspopulation von Hybridgesteinen eine überragende Bedeutung zu.

Mischen sich Magmen mit großen Schmelzanteilen, so können chemisch und strukturell homogene Hybridgesteine entstehen, die als solche oft nur noch aufgrund ihrer Einsprenglingspopulation und entsprechender Disequilibriumstrukturen zu erkennen sind. In Vulkaniten ist dies oft zu beobachten (GERLACH & GROVE 1982; SAKUYAMA, 1979). Die Koexistenz und mechanische Vermengung kontrastierender Magmen ist jedoch keineswegs unbedingt auch mit deren Mischung (i.e. Hybridisierung) verbunden. Die Injektion von heißem basischem Magma in kühleres Granitmagma führt zu "pillow"-Bildung. Durch Abschreckung des basischen Magmas ist eine Hybridisierung oft weitgehend unterbunden. "Net-veined complexes" sind Beispiele, wo basische und saure Gesteine sehr eng miteinander vergesellschaftet sind, eine Hybridisierung aber nur in ganz begrenztem Umfang stattgefunden hat (TAYLOR et al., 1980; MARSHALL & SPARKS, 1984). Schließlich kann durch fraktionierte Kristallisation, folgend auf Magmenmischung, letzterer Vorgang völlig kaschiert sein (STEPHENS & HALLIDAY, 1979; HALLIDAY et al., 1980). Einsprenglinge mit Disequilibrium-Phänomenen, die in intermediären Gesteinen auftreten, können auch hier der einzige Hinweis auf Magmenmischung sein (vgl. BATEMAN & CHAPPELL, 1979 und REID et al., 1980).

Strukturen und Texturen der Gesteine des Santa Angélica-Plutons lassen erkennen, daß Magmenmischung in großem Umfang stattgefunden hat. Aber gerade die noch erhaltenen Strukturen und Texturen belegen, daß der Prozeß nicht vollständig abgelaufen ist, sondern zum Erliegen kam, ehe eine völlige Homogenisierung bzw. Hybridisierung erreicht war. Dies wirft die Frage nach den Vorgängen bei der Magmenmischung und ihren Auslösemechanismen auf sowie nach den Gründen für die Erhaltung dieser "eingefrorenen" Magmenmischung (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987).

6.2. MECHANISCHE VERMENGUNG UND HYBRIDISIERUNG

Der Magmenmischungsprozeß

Auf Vorgänge bei der Vermengung und Hybridisierung kontrastierender Magmen wurde unter dem Gesichtspunkt der im Gelände zu beobachtenden Strukturen bereits an anderer Stelle (s. Kap. 4.3., 4.5.) eingegangen. Hier sollen nun die physiko-chemischen Aspekte der Magmenmischung behandelt werden.

Magmenmischung ist ein komplexer Prozeß, bei dem physikalische und chemische Einzelvorgänge kontinuierlich ineinandergreifen:

Kontrastierende Magmen werden zunächst miteinander vermennt, d.h. physikalisch homogenisiert, wodurch eine drastische Oberflächenvergrößerung der beteiligten Magmen herbeigeführt wird. Infolge der wechselseitig um ein Vielfaches vergrößerten Oberflächen kommt Diffusion, ansonsten nur kleinräumig wirksam, als weiterer, chemischer Homogenisierungsprozeß zum tragen. Im Idealfall führt der kontinuierliche, unbehinderte Fortgang dieser Prozesse schließlich zu einem Endstadium kompletter physikalischer und chemischer Homogenität, d.h. zur Entstehung eines neuen, in sich homogenen Hybridmagmas.

Der komplexe physiko-chemische Magmenmischungs-Prozeß ist jedoch abhängig und wird beeinflußt von zahlreichen Faktoren, wie z.B. dem Temperaturgradienten zwischen den beteiligten Magmen, ihrer Viskosität und Dichte. In Zusammenhang damit spielen auch der Kristallanteil und die Kristallgröße eine wichtige Rolle (vgl. Kap. 4.5. und 5.5.) sowie schließlich die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der kontrastierenden Magmen und die geringen Diffusionsraten zwischen Silikatschmelzen.

Folgende Faktoren können eine Mischung vom basischem und saurem Magma behindern oder sogar verhindern:

Große Temperaturgradienten zwischen basischem und saurem Magma verhindern zwar nicht unbedingt ihre Vermengung. Die wechselseitige Interaktion und Mischung wird aber durch Abschreckungseffekte von heißem mafischem Magma gegen kälteres saures Magma ("chilling") stark eingeschränkt oder völlig unterbunden. Dafür gibt es zahlreiche Belege, z.B. Basaltpillows mit "chilled margins", die sich offensichtlich durch Abschreckung in saurem Magma gebildet haben (GAMBLE, 1979; REID et al., 1983; MARSHALL & SPARKS, 1984). Schnell erstarrte Abschreckungssäume verhindern eine Mischung von Basalt- und Granitmagma.

Große Viskositätsunterschiede können die Mischbarkeit ebenfalls stark einschränken oder unterbinden (vgl. TURNER & CAMPBELL, 1986). Es stellen sich stabile Kontaktflächen zwischen den kontrastierenden Magmen ein. Sobald sich aber solche stabilen Kontaktflächen gebildet haben, ist eine wechselseitige Interaktion nur noch sehr begrenzt möglich, da sie auf Diffusionsvorgänge zwischen den beiden Magmen beschränkt ist und diese nur kleinräumig wirksam sind (s.u.).

Rolle der Diffusion

Die Diffusionsraten zwischen Silikatschmelzen sind sehr gering (WATSON, 1982; WATSON & JUREWICZ, 1984). Darum sind physikalische Vorgänge (i.e. mechanische Vermengung) notwendig, die zunächst zur Desintegration und damit zur wechselseitigen Oberflächenvergrößerung der beteiligten Magmen führen. Dann erst kann Diffusion als chemischer Homogenisierungsmechanismus voll zur Wirkung kommen.

Mit den Verteilungskoeffizienten zwischen unmischbaren basischen und sauren Schmelzen befaßten sich WATSON (1976) und RYERSON & HESS (1978). Sie stellten übereinstimmend eine Anreicherung von Ionen hoher Ladungszahl in der basischen Schmelze fest.

Die Studien von WATSON (1982) und WATSON & JUREWICZ (1984) zeigen, daß die Diffusionsraten zwischen basischen und sauren Schmelzen generell sehr gering sind. Silizium und Aluminium zeichnen sich durch besonders geringe Diffusionsraten aus. Als Strukturbildner in Silikatschmelzen haben sie großen Einfluß auf das chemische Potential anderer Ionen. Demgegenüber sind die Diffusionsraten der strukturmodifizierenden Ionen Na^+ und K^+ um eine bis zwei Größenordnungen höher. Dabei können sich Alkalien auch durch "uphill"-Diffusion, also gegen einen Konzentrationsgradienten anreichern. Basaltische Magmen sind außerdem zu selektiver Kalium-Aufnahme imstande (WATSON & JUREWICZ, 1984).

Alle oben zitierten Studien fanden jedoch unter statischen, isothermen Bedingungen statt und offenbaren, wie begrenzt, trotz individuell unterschiedlicher Diffusionsraten verschiedener Elemente, die Entfernungen sind, innerhalb derer Diffusion wirksam ist.

Hier stellt sich die Frage nach den Vorgängen, die die kontrastierenden Magmen mechanisch so miteinander vermengen, daß Diffusion als chemischer Magmenmischungsprozeß wirksam werden kann.

KOUCHI & SUNAGAWA (1983; 1985) mischten basaltisches und dacitisches Magma aufgrund von "forced convection", indem sie die in Kontakt befindlichen Schmelzen gegenläufig rotieren ließen. Im Gegensatz zu den statischen Experimenten von WATSON, wo nur eine räumlich stark begrenzte Mischung stattfand, stellten sich bei diesen Versuchen innerhalb kurzer Zeit signifikante Veränderungen in der Schmelzzusammensetzung ein. Die Basaltschmelze nahm intermediäre Zusammensetzung an, die Dacitschmelze erfuhr im Kontaktbereich zur Basaltschmelze deutliche, in größerer Entfernung nur geringfügige Veränderungen. Im Kontaktbereich entstanden außerdem charakteristische Mischungsstrukturen in Form von Schlieren (vgl. Kap. 4.5.). Ursachen der drastischen Veränderung der Basaltschmelze einerseits und der relativ geringfügigen Veränderung der Dacitschmelze andererseits sowie der charakteristischen Schlierenstrukturen sind in den unterschiedlichen Viskositäten und den höheren Diffusionsraten in den basaltischen Schmelze zu suchen.

Diese Experimente veranschaulichen, wie wirkungsvoll mechanische Vermengung in Verbindung mit Diffusion die Mischung basischen und sauren Magmas vorantreiben und beide Schmelzen physikalisch und chemisch homogenisieren, d.h. hybridisieren können. KOUCHI & SUNAGAWA zeigten auch, daß Kristalle ab einer bestimmten Mindestgröße die Effizienz des mechanischen Vermengungsprozesses zusätzlich erhöhen.

Auslöser für mechanische Vermengung

In den Experimenten von KOUCHI & SUNAGAWA (1983; 1985) wurde die Vermengung von Basalt- und Dacitmagma durch die gegenläufige Rotation der beiden Schmelzvolumina erzielt ("forced convection"). Auslösender Effekt für die Vermengung sind die dabei auftretenden Scherspannungen zwischen diesen viskosen Silikatschmelzen.

Neben "forced convection" nennen WHALEN & CURRIE (1984) tektonische Scherungen und thermische Konvektion als Mechanismen, die

große Scherspannungen auf koexistierende Magmen ausüben können und so deren mechanische Vermengung herbeiführen.

"Forced convection" dürfte innerhalb von engen vulkanischen Förderschloten durch turbulentes Fließen zur Magmenmischung beitragen (WHALEN & CURRIE, 1984; KOUCHI & SUNAGAWA, 1985). "Shearing" sehen WHALEN & CURRIE als effektiven Mischungsmechanismus in "compressive regimes" (EICHELBURGER, 1978) an. Magmenmischung, bedingt durch Konvektion, ist zum Gegenstand zahlreicher Untersuchungen geworden (HUPPERT et al., 1982; 1983; sowie TURNER & CAMPBELL, 1986, für weitere Diskussion). Bei diesen experimentellen Arbeiten wurden jedoch Flüssigkeiten verwendet. Ziel ist eine Erhellung der Vorgänge innerhalb von Magmenkammern in seichten Krustenniveaus.

Konvektion als treibende Kraft zur Magmenmischung

SHAW (1965) zufolge findet thermische Konvektion in jedem größeren Granitpluton statt und ist nach BARTLETT (1969) und MARSH (1978) der dominierende Mechanismus für Wärme- und Materialtransport. Damit ist Konvektion der Auslöser und die treibende Kraft zur Magmenmischung in Plutonen. Selbst in sehr kleinen Magmenkörpern (Mindestdurchmesser 15m) konvektieren noch Magmen mit Viskositäten von 10^8 poise (BARTLETT, 1969). RICE (1985, zitiert in FYFE, 1987) rechnet sogar bei Magmen mit Viskositäten von 10^{12} poise noch mit Konvektionsgeschwindigkeiten von 1cm/s.

Hinsichtlich der Magmenvermengung ist Konvektion wesentlich effizienter als Diffusion, deren Wirkung im Kleinbereich jedoch nicht zu unterschätzen ist (FYFE, 1987). Gerade der physikalische Vermengungsvorgang bringt allerdings durch die Desintegration der beteiligten Magmen die Diffusionsprozesse erst voll zur Wirkung. Konvektion stellt demnach aufgrund seiner Effektivität den dominierenden Wärme- und Materialtransport in größeren Magmenvolumina dar (FYFE, 1987).

Diesen theoretischen (SHAW, 1965; BARTLETT, 1969; HILDRETH, 1981; RICE, 1985) oder auf Experimenten (vgl. TURNER & CAMPBELL, 1986) beruhenden Überlegungen stehen allerdings bisher nur wenige Studien gegenüber, die Konvektion in natürlichen Systemen nachweisen, insbesondere in Granitoidplutonen mit hochviskosen, kristallreichen Schmelzen. Am komplexen Zonarbau von Plagioklasen konnten LOOMIS & WELBER (1982) sozusagen indirekt die Auswirkungen von Konvektion in der Kristallisationsgeschichte des Rocky Hill Granodioritplutons (Kalifornien) nachweisen. PHILLIPS et al. (1981) führen neben der komplexen Plagioklasenzonierung auch die Regelung von Einschlüssen auf die Auswirkung von Konvektion zurück, eine These, die allerdings nicht unumstritten blieb (HOLDER, 1983). So ist denn PITCHER (1979; 1987) auch der Auffassung, daß beispielsweise die für Granitoide so typische Regelung von Großfeldspäten eher eine Folge synintrusiven plastischen Fließens ist, denn ein Abbild magmatischen, viskosen Fließens. Allerdings räumt PITCHER (1987; p.58) ein, daß magmatisches Fließen in hochviskosen granitoiden Magmen unmerklich in plastisches Fließen mit duktiler Deformation übergehen kann.

Typische Merkmale von magmatischem Fließen sind für PITCHER allerdings verwirbelte Kalifeldspat- oder biotitreiche Schlieren.

DIDIER (1973; p.353) hält mafische Schlieren in Graniten für das Endstadium kontinuierlicher physikalischer Zerstörung basischer Einschlüsse durch magmatische Strömungen. BARRIERE (1977; fig. 3; 1981) wies anhand von biotitreichen Schlieren im Ploumanac'h Pluton (Bretagne) Konvektionszellen innerhalb des Magmenkörpers nach.

Schlierenbildung in einem Pluton ist demnach der augenfälligste Nachweis für magmatisches Fließen infolge von Konvektion. Schlieren sind jedoch nicht nur ein Nachweis für magmatisches Fließen, sie dokumentieren auch die Auswirkungen und die Effizienz mechanischer Vermengung von Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung. In dieser Hinsicht ist der Santa Angélica-Pluton wohl ein außergewöhnliches Beispiel.

6.3. MECHANISCHE VERMENGUNG UND HYBRIDISIERUNG VON "CRYSTAL MUSHES" IM SANTA ANGÉLICA-PLUTON

"Eingefrorene" Magmenmischung im Santa Angélica-Pluton

Die komplexen Schlieren- und Schollenstrukturen im Santa Angélica-Pluton sind augenscheinlich das Abbild konvektiver Magmenbewegungen, aufgrund derer im Verlauf des Intrusionsvorgangs Gabbrodiorit- und Granitmagma miteinander vermengt wurden. Konvektion scheint die treibende Kraft zur Magmenmischung im Santa Angélica-Pluton gewesen zu sein (vgl. Kap. 4.5.).

Allerdings kam dieser Prozeß zum Erliegen, bevor eine vollständige Homogenisierung und Hybridisierung erreicht war. Dies wird gerade durch die vielfältigen erhaltenen Durchmischungsstrukturen (Abb. 4.4. - 4.10.) und die Heterogenität der Struktur und Zusammensetzung der Hybridgesteine (Abb. 4.11. - 13., 5.3., 5.11., 5.1.) dokumentiert. Die begrenzte Wirkung von Diffusion als chemischem Homogenisierungsprozeß wird am Beispiel der Disequilibrium-Phänomene der Einsprenglinge in Hybridgesteinen deutlich (Kap. 5.5.).

So repräsentieren die Hybridgesteine in ihrer Heterogenität unterschiedliche Stadien der mechanischen Vermengung (i.e. Homogenisierung) und Hybridisierung. Im Allanit-Granit und Gabbrodiorit existieren auch noch das saure bzw. basische Endglied der Mischung, obwohl beide bereits gewisse Veränderungen infolge beginnender Hybridisierung erkennen lassen (i.e. Hornblende in Granit bzw. xenomorpher Kalifeldspat in Gabbrodiorit). Angesichts dieser Verhältnisse erscheint der Begriff "eingefrorene" Magmenmischung (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987) für die Internstrukturen des Santa Angélica-Plutons durchaus angebracht.

"Crystal mushes" und rheologisch kritischer Schmelzanteil

Die Ursachen für die Erhaltung der komplexen Mischungsstrukturen sind im Aggregatzustand der Magmen zu suchen. Bei den Santa Angélica-Magmen handelte es sich um "crystal mushes", also Magmen mit großem Kristallanteil und lokal wechselnden Schmelzanteilen.

Dies ist ein ganz gravierender Unterschied zu den meisten in der Literatur beschriebenen Vorkommen von Magmenmischung. In der Mehrzahl der Fälle ist von "liquid/liquid relationships" die

Rede, also der Reaktion zwischen "Flüssigkeiten" bzw. Schmelzen mit geringen Kristallanteilen. Mischung von "crystal mushes" ist in der Literatur bisher kaum erwähnt.

Die rheologischen Eigenschaften von Magmen sind noch wenig erforscht, erst in jüngerer Zeit wurden sie genauer untersucht (ARZI, 1978; MOLEN & PATERSON, 1979). Kritische Parameter für das physikalische Verhalten von Magmen stellten MCBIRNEY & MURASE (1984) zusammen: Die Viskosität und damit die rheologischen Eigenschaften sind u.a. abhängig von Zusammensetzung, Druck und Temperatur, vom Volatilgehalt sowie von der Größe und dem Anteil an Kristallen. Kristallreiche Schmelzen weisen eine definierte Scherfestigkeit auf und entwickeln mit fortschreitender Kristallisation pseudoplastische Eigenschaften.

Magmen mit großen Schmelzanteilen sind praktisch als Suspensionen einzelner Kristalle in viskoser Schmelze anzusehen. Magmen mit geringen Schmelzanteilen verhalten sich rheologisch anders, und ihr Fließverhalten wird beeinflusst von einem rheologisch kritischen Schmelzanteil (ARZI, 1978). Im Bereich des rheologisch kritischen Schmelzanteils geht das Fließverhalten von dem einer dichten Suspension (MOLEN & PATERSON, 1979) über in korngestütztes Fließen einer granularen Masse, wobei Korndeformationen die Regel sind. Den rheologisch kritischen Schmelzanteil, bei dem dieser Übergang stattfindet, geben MOLEN & PATERSON (1979) mit 30-35 Vol% an.

Die Santa Angélica-Magmen mit Kristallanteilen zwischen 40 und mehr als 60 Vol% lagen bereits in diesem Bereich oder erreichten ihn mit fortschreitender Kristallisation. Neben der Bildung von Schlierenstrukturen und Fluidaltextures (Kap. 4.3. und 5.5) zeigen sich die Auswirkungen der konvektiven Magmenbewegungen in den kristallreichen Magmen insbesondere in der Deformation von Mineralen (Kap. 5.1.1.; 5.1.4.): Biotit und Plagioklas sind verbogen und geknickt (Abb. 5.1. und 5.8.), Pyroxene sind zerbrochen. In manchen Bereichen ging die Magmenbewegung offenbar, wie PITCHER (1987) es vermutet, von viskosem zu plastischem Fließen über. So sind Quarze zu Bändern (LDI = 35) deformiert, die ähnlich einem Gneisgefüge augige Feldspäte umgeben (Kap. 5.5.4.).

In Hybridgesteinen finden sich Gabbrodioriteinschlüsse, die mechanisch zerlegt sind (Abb. 5.26.). Agmatitstrukturen mit Übergängen zu Schollen und Schlierenzonen (Abb. 4.2.) zeigen, daß das Gabbrodioritmagma in manchen Teilbereichen bereits weiter konsolidiert gewesen sein muß als in anderen. Bei der mechanischen Vermengung mit Granit reagierten manche Bereiche bereits spröde (Agmatitbildung), während andere noch imstande waren, plastisch bzw. viskos zu fließen (schlierige Vermengung mit Granit).

Der feinkörnige Gabbrodiorit, der ja aufs engste mit der grobkörnigen Varietät vergesellschaftet ist, repräsentiert wohl einfach "noch mobilere Partien" eines einzigen gabbroiden Magmas, die unterkühlt wurden und rasch konsolidierten, sobald sie mit bereits konsolidiertem und deshalb geringer temperiertem Gabbrodiorit in Kontakt kamen.

Vergleichbare Strukturen werden von HOFFMANN (1977) aus dem Damarra Orogen beschrieben: Granodiorit ist von Granit intrudiert worden, wobei innerhalb eines Aufschlußbereiches sowohl agmatische Zerlegung als auch, in graduellen Übergängen, schlierige Vermengung mit Granit zu beobachten ist.

An den unterschiedlichen Strukturen im Santa Angélica-Pluton und ihren graduellen Übergängen ineinander sowie aus den petrographischen Detailbeobachtungen (Kap. 5.3. und 5.5.8.) sind lokal unterschiedliche Aggregatzustände der Magmen im Verlauf der Vermengung zu erkennen. Das H₂O-untersättigte Gabbrodioritmagma insgesamt war noch mobil genug, um sich schlierig mit Granit zu vermengen. Bereichsweise und mit fließenden Übergängen zu den mobileren Partien befand es sich jedoch bereits im Bereich der Solidustemperaturen oder war bereits soweit konsolidiert, daß es spröde reagierte und agmatisch zerlegt wurde. Das Granitmagma war insgesamt für eine schlierige Vermengung noch mobil genug.

Auf diese Weise sind an den Texturen der Gesteine und an der Art von Korndeformationen Übergänge von viskosem zu plastischem Fließen bzw. zu sprödem Verhalten zu erkennen. Diese Eigenschaften bzw. die graduellen Übergänge im Fließverhalten gehen offensichtlich auf die heterogene Zusammensetzung (Kap. 5.5.) und lokal unterschiedliche H₂O-Aktivitäten (hornblendefreie neben hornblendeführenden Hybridgesteinen) der Magmen bzw. des Hybridmagmas zurück.

Hybridisierung und Disequilibrium-Phänomene

Unter Magmenmischung ist im Falle des Santa Angélica-Plutons die konvektive (mechanische) Vermengung von "crystal mushes" zu verstehen. Wechselnde Kristallanteile, stark differierende Kristallgrößen und unterschiedliche chemische Zusammensetzung kennzeichnen die H₂O-untersättigten Magmen. Viskositätskontraste und Temperaturgradienten zwischen den beteiligten Magmen spielten augenscheinlich keine große Rolle bei der mechanischen Vermengung. So sind Abschreckungsstrukturen ("chilled margins"), die auf eine Behinderung dieses Prozesses infolge großer Temperaturgradienten schließen ließen, nicht zu beobachten. Das heißt, der Vermengungsvorgang fand in großem Maßstab (nämlich im gesamten Pluton) statt und war offensichtlich auch sehr effektiv; eine völlige Homogenisierung wurde dabei allerdings aufgrund vorzeitiger Konsolidierung nicht erreicht (vgl. Kap. 5.6.1.).

Die mechanische Vermengung solcher Magmen führt zu ungleichmäßiger Verteilung von Kristall- und Schmelzanteilen. Die Inhomogenität der Hybridgesteine und die heterogene Verteilung der Einsprenglingsminerale innerhalb der feinkörnigen Matrix sind Ausdruck dieser Verhältnisse. Im Verlauf dieser Vorgänge können außerdem die Schmelzanteile des Hybridmagmas durch lokal unterschiedliche Mischungsverhältnisse auch in ihrer Zusammensetzung variieren. Homogenisierungseffekte, ausgehend von größeren Einsprenglingen, blieben auf Kleinbereiche beschränkt.

Infolgedessen entstand ein Hybridmagma von großer chemischer und textueller Heterogenität (Kap. 4.3. u. 5.5.1.). Anreicherung bzw. Verarmung bestimmter Phasen und Stoffe führten zu hohen Konzentrationsgradienten zwischen Einsprenglingen und Hybridschmelze.

Aufgrund eines solchen "generellen" Ungleichgewichts kommt es zu Resorption und/oder Ummantelung und Koronabildung. In der engsten Umgebung eines Kristalls können aber zudem "spezielle", d.h. ganz lokale Ungleichgewichte auftreten, sei es durch unterschiedliche Schmelzanteile, Schmelzzusammensetzungen oder -temperaturen. Ursache hierfür sind die hohen Kristallanteile insgesamt sowie die unterschiedliche Größe der Kristalle (Kap. 5.5.1.). Aufgrund solcher Verhältnisse können Nukleations- und Wachstumsraten sogar im Mikrobereich differieren. Dies ermöglicht Nukleation an normalerweise nicht zu erwartenden Plätzen (HIBBARD, 1981; p.165).

Durch spontane Nukleation von Plagioklas, auf der Oberfläche von Kalifeldspäten beispielsweise, entstehen die Oligoklasmäntel (Kap. 5.5.3.). Unvollständige Ummantelung oder ummantelte neben nicht ummantelten Kalifeldspäten sind auf ungleichmäßige Schmelzzusammensetzungen zurückzuführen.

Für den ungewöhnlichen Zonarbau von Plagioklasen (Kap. 5.5.2.) sowie anomale Wuchsformen sind neben differierenden Schmelzzusammensetzungen auch lokale Schmelzunterkühlung verantwortlich, ausgelöst durch lokal differierende H₂O-Aktivitäten (Kap. 5.5.2.).

Aufgrund geringfügiger Schmelzunterkühlung infolge rasch erhöhter H₂O-Aktivitäten (durch konvektive Mischung) bilden sich beispielsweise dendritische Wuchsformen der Oligoklassäume von Kalifeldspäten (Abb. 5.19., 5.20.), und es resultieren abrupte Veränderungen im Anorthitgehalt der Plagioklase (Kap. 5.5.3.). Die Wuchsformen der langprismatischen Apatitnadeln (Abb. 5.25.) dürften auf demselben Effekt beruhen. Auf lokal erhöhte H₂O-Gehalte im Hybridmagma ist wohl auch die feinkörnige Textur der Hybridgesteinsmatrix zurückzuführen, da die Nukleationsrate drastisch erhöht war (vgl. SWANSSON, 1977; LOOMIS & WELBER, 1982). Die hohe Nukleationsrate führte bei dem sowieso schon kristallreichen Hybridmagma zu rascher Konsolidierung und verhinderte damit die weitere Homogenisierung bzw. Hybridisierung.

7. MAGMATISCHER DIAPIRISMUS - INTRUSIONSMECHANISMUS DES SANTA ANGELICA-PLUTONS

7.1. VORAUSSETZUNGEN FÜR MAGMENAUFGSTIEG IN DER KRUSTE

Hinsichtlich eines Intrusionsmodells für den Santa Angélica-Pluton ist es notwendig, einige grundlegende Voraussetzungen für den Magmenaufstieg durch die Kruste anzusprechen sowie auf unterschiedliche Intrusionsstile in Abhängigkeit vom Intrusionsniveau und auf verschiedene Intrusionsmechanismen einzugehen.

Es ist jedoch nicht Absicht und auch nicht Ziel dieser Arbeit, einen umfassenden Überblick über die (geo-)physikalischen, geologischen und strukturellen Aspekte des Magmentransports innerhalb der Kruste zu geben und das Für und Wider in aller Ausführlichkeit zu diskutieren. Hierfür sei u.a. auf die Arbeiten von RAMBERG (1967), BERNER et al. (1972), PITCHER (1979; 1987), SHAW (1980), AHERN et al. (1981), MARSH (1982), CASTRO (1987), MAALOE (1987) und NEUGEBAUER et al. (1987) verwiesen.

7.1.1. AUFTRIEBSPRINZIP UND RAUMPROBLEM

Eine der Grundvoraussetzungen und Ursache für den Magmenaufstieg innerhalb der Kruste ist der Dichteunterschied zwischen Magma und Nebengestein. Eine Schmelze hat eine geringere Dichte als ein Festkörper gleicher Zusammensetzung, so daß granitoide Magmen nach dem Aufstiegsprinzip durch die Kruste aufsteigen können. PITCHER (1979; p. 644) diskutiert allerdings auch andere Ursachen für den Magmenaufstieg, z.B. die Gasspannung eines Magmas, die Volumenvergrößerung einer Schmelze oder tektonisches Abpressen von Schmelzen. Nach Ansicht von PITCHER (1979) wird das Auftriebsprinzip als Hauptursache für den Magmenaufstieg überschätzt, da auch basische crystal mushes mit höherem spezifischen Gewicht entgegen dem Dichteunterschied in der Kruste aufsteigen würden. Eine ganz ähnliche Meinung vertritt auch CASTRO (1987).

Tatsächlich aber sind auch basische Magmen mit hohen Kristallanteilen spezifisch leichter als Krustengesteine mit granitoider Durchschnittszusammensetzung. Dies geht aus Abb. 7.1. hervor, wo die durchschnittlichen Dichten von basaltischem Magma mit H₂O-Gehalten von 0-6 Gew% in Abhängigkeit von verschiedenen Kristallanteilen aufgetragen sind. Abb. 7.1. zeigt, daß selbst H₂O-untersättigte Basaltmagmen mit großen Kristallanteilen von 40 Gew% und mehr eine geringere Dichte haben als Krustengesteine granitoider Zusammensetzung.

Auf den Santa Angélica-Pluton übertragen bedeutet dies, daß auch das kristallreiche Gabbrodioritmagma nach dem Auftriebsprinzip aufzusteigen in der Lage war.

Bei der Diskussion, die um die Aufstiegsmechanismen von Magmen geführt wurde, stellte das "Raumproblem" einen der wesentlichen strittigen Punkte dar: Wie wird innerhalb der Kruste der notwendige Raum für einen Magmenkörper geschaffen? Bei Magmenaufstieg über Gangsysteme ("dike propagation") wird das spröde Verhalten

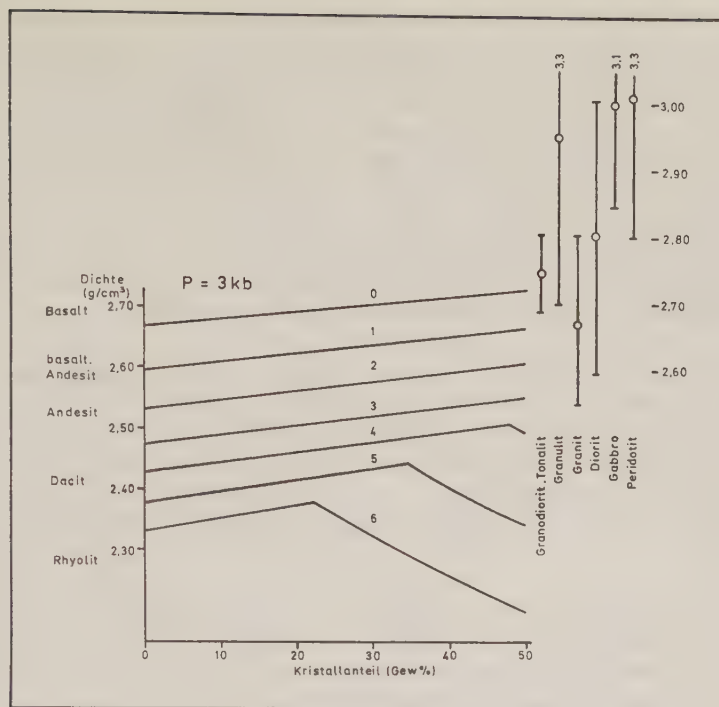


Abb. 7.1.: Durchschnittliche Dichte von Basaltmagma mit H_2O -Gehalten von 0-6 Gew% in Abhängigkeit unterschiedlicher Kristallanteile. Gesamtdruck $P = 3 \text{ kb}$. Links (Basalt-Rhyolith) die durchschnittlichen Dichten "trockener, entgaster" Magmen (nach HUPPERT et al., 1983; modifiziert). Rechts die Dichten von Granulit (DRUMMOND, 1982), Granodiorit/Tonalit (nach MAALOE, 1985), Granit, Diorit, Gabbro und Peridotit (nach NEUGEBAUER et al., 1987); Durchschnittswerte ($\rightarrow \text{O} \leftarrow$) nach MAALOE (1985). Aus dem Diagramm geht hervor, daß auch H_2O -untersättigte basische Magmen mit hohen Kristallfraktionen dem Auftriebsprinzip folgend innerhalb der Kruste aufsteigen können.

der Kruste, beispielsweise infolge von Dehnungsvorgängen, genutzt (SHAW, 1980). Dies ist ein effizienter Mechanismus für die Förderung von Magma vom Mantel durch die gesamte Kruste (MAALOE, 1987), wobei nur verhältnismäßig geringe Volumina innerhalb der Kruste beansprucht werden.

Damit allein sind jedoch sicherlich nicht die riesigen Massen granitoider Plutone erklärbar, wie sie z.B. in Batholithgebieten auftreten. Für solche Magmenkörper waren wohl auch andere Aufstiegsmechanismen wirksam (s.u.).

7.1.2. INTRUSIONSSTIL UND AUFSTIEGSMECHANISMEN VON PLUTONEN

In einem Überblick über die granitoiden Plutone Nordamerikas und den Mechanismus ihrer Platznahme erkannte BUDDINGTON (1959) einen Zusammenhang zwischen dem Krustenniveau und Intrusionsstil von Plutonen. In der Katazone dominieren konkordante Plutone, während in der Mesozone sowohl konkordante als auch diskordante Plutone vorkommen. Epizonale Plutone durchschlagen meist diskordant das Nebengestein. Katazonale Plutone intrudierten diapirisch, während bei epizonalen Plutonen "stopping" zu beobachten ist. Eine ähnliche Klassifizierung nimmt STEPHANSSON (1975) für die Granitoidplutone Zentralschwedens vor. BUDDINGTON (1959) führte die gegensätzlichen Intrusionsstile auf das unterschiedliche Verhalten der Nebengesteine in verschiedenen Krustenniveaus zurück.

Stopping und zone melting

In seichten Krustenstockwerken reagieren die Nebengesteine aufgrund ihrer niedrigen Temperatur spröde, so daß "stopping" als Intrusionsmechanismus wirksam werden kann. Bei "stopping" (DALY, 1903; MARSH, 1982) werden aufgrund großer Temperaturgradienten zwischen Magma und Umgebung Nebengesteinsblöcke im Dachbereich eines Plutons abgesprengt. Diese sinken als Xenolithe in das Magma, wodurch der Raum für den Aufstieg des Plutons geschaffen wird. Der Weg durch die Kruste wird sozusagen freigebrochen.

"Zone melting", wie es AHERN et al. (1981) beschreiben, ist ein Intrusionsmechanismus, der zwischen "stopping" und Diapirismus steht. Beim "zone melting" erschmilzt sich ein Pluton gewissermaßen seinen Weg durch die Kruste. Im Dachbereich und an den Flanken wird Nebengestein aufgeschmolzen. Anders als bei "stopping", wo abgesprengte Xenolithe in das Magma einsinken und bei Diapirismus, wo hochduktilen Nebengestein an den Flanken des aufsteigenden Plutons abwärtsströmt, wird bei "zone melting" das erschmolzene Nebengesteinsmaterial von Pluton assimiliert.

Magmatischer Diapirismus

GROUT (1945) erkannte, daß auch durch viskoses Fließen des unmittelbar umgebenden Nebengesteins ein Pluton aufsteigen kann. Indem das durch den Magmenkörper erhitzte Nebengestein den Pluton umfließt, wird dessen Aufstieg ermöglicht. MARSH (1982) befaßt sich mit den drei Intrusionsmechanismen "stopping", "zone melting" und Diapirismus unter physikalischen Gesichtspunkten und wägt die Effizienz der Intrusionsmechanismen gegeneinander ab.

Seiner Meinung nach sind weder "stopping" noch "zone melting" so effektive Intrusionsmechanismen, daß auf diese Weise große Aufstiegshöhen durchmessen werden können. Beide Prozesse sind sehr energieaufwendig und erfordern ein großes Wärmepotential. Infolge von "stopping" muß nach Meinung von MARSH (1982) der Pluton mit Xenolithmaterial regelrecht überfüllt werden, so daß sein Aufstieg behindert wird und zum Erliegen kommt. Nicht zuletzt seien die Geländehinweise auf "stopping" sehr spärlich und praktisch nur im subvulkanischen Milieu nachgewiesen.

Bei "zone melting" sei die Aufstiegshöhe eingeschränkt durch die begrenzte Wärmekapazität eines Plutons. Das Aufschmelzen und Assimilieren von Nebengestein verbrauche sehr viel Energie und

beschleunige die Konsolidierung des Körpers. Aus diesen Gründen erlaube auch "zone melting" nur geringe Aufstiegshöhen. Magmatischer Diapirismus ist MARSH (1984) zufolge der effizienteste Prozeß für den Magmentransport und dominierender Intrusionsmechanismus für granitoide Plutone in der gesamten Kruste. Allerdings räumt MARSH (1984) auch ein, daß tiefere "vorgeheizte" Krustenstockwerke ein besonders günstiges Milieu für magmatischen Diapirismus seien.

Magmatischer Diapirismus als Intrusionenmechanismus

Ausgangssituation für diapirisch intrudierende Magmenkörper ist eine Dichteinstabilität (BERNER et al., 1972; STEPHANSSON, 1975), d.h. spezifisch leichteres Material wird von spezifisch schwererem Material überlagert. Das Auftriebsprinzip kann wirksam werden, sobald ein hinreichend großes, gravitativ instabiles Magmenvolumen gebildet ist, dessen Auftriebsgeschwindigkeit größer ist als die Geschwindigkeit des ihm zugeführten Magmas (WHITEHEAD & LUTHER, 1974). Das leichtere Material (i.e. Magma) wird sich aufwölben und Dome bilden (STEPHANSSON, 1975; fig. 9). Tektonische Prozesse können zusätzlich eine Initial-Wirkung auf die Diapirbildung ausüben (COWARD, 1981; LEAKE, 1983), z.B. können tiefreichende Schwächezonen als vorgezeichnete Aufsteigswege dienen. Die strukturgebundene Intrusion von Granitoidplutonen konnten PITCHER & BUSSELL (1977), BUSSELL & PITCHER (1985) und FRIEND (1983) nachweisen.

MARSH (1982) entwickelte ein Modell für einen diapirisch aufsteigenden Magmenkörper (Abb. 7.2.): Der Pluton erzeugt eine thermische Aureole im Nebengestein. Eine schmale Grenzzone innerhalb dieser Aureole kann bis zur Teilschmelzbildung aufgeheizt werden. Die Viskosität des Nebengesteins in dieser Grenzzone ist so drastisch herabgesetzt, daß plastisches Fließen möglich wird. Auf diese Weise kann ein Pluton, dem Auftriebsprinzip folgend, aufsteigen, während innerhalb der Grenzzone duktiles Nebengestein aus dem Dachbereich an den Flanken des Plutons abwärtsströmt (Abb. 7.2.). Der Raumausgleich für den aufsteigenden Diapir ist somit gewährleistet.

Bei ihren Experimenten mit Flüssigkeitsdiapiren konnten WHITEHEAD & LUTHER (1975) abströmendes Material an den Flanken der Diapire nachweisen. NEUGEBAUER & REUTHER (1987; p. 97) bringen diese Lösung des Raumproblems auf einen einfachen Nenner: Das Material "vor" dem Pluton bewegt sich "hinter" ihn, der Pluton "ersetzt" also ständig das Material vor sich.

Der aufsteigende Pluton hinterläßt in der Kruste eine schlauchförmige "Spur" erhöhter Temperatur und verringerter Viskosität, die nachfolgenden Plutonen als vorgezeichnete Aufsteigsbahnen dienen können. PITCHER (1979) spricht von "pre-heated passageways" für nachfolgende Plutone. In den Modellsystemen von WHITEHEAD & LUTHER (1975; fig. 8) sind solche "Schläuche" erkennbar. Auf solche Weise entstehen Polydiapire im Sinne von STEPHANSSON (1975) und WERNICK (1983) oder Diapire in Diapiren (STEPHANSSON, 1977). Mehrphasige Diapire stellen z.B. der Ballachulish-Intrusivkomplex (WEISS, 1986) dar und möglicherweise auch der Pluton von Venda Nova (TÖPFNER, in Vorb.) sowie der Santa Angélica-Pluton (vgl. Kap. 4. und BAYER, 1987).

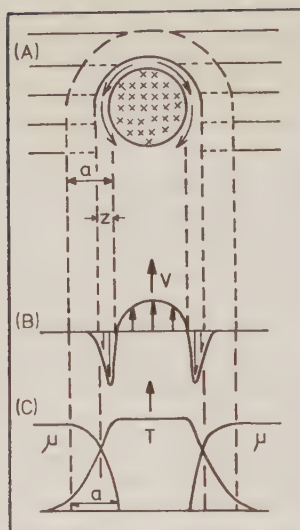


Abb 7.2.: Schematisches Modell des diapirischen Magmenaufstiegs. (A): Der Magmenkörper (x) erzeugt eine thermische Aureole (a) im Nebengestein. Innerhalb dieser Aureole wird eine schmale Grenzzone (z) im Kontaktbereich soweit erhitzt, daß die Gesteine fließfähig werden. Der Körper steigt dem Auftriebsprinzip gehorchend auf. Innerhalb der duktilen Grenzzone findet ein raumausgleichender Abstrom duktilen Nebengesteins statt. (C) zeigt die Temperatur und Viskositätsverteilung. (B) zeigt die Geschwindigkeitsverteilung zwischen Pluton und Nebengestein. Die stärksten Relativbewegungen finden am Kontakt und in der duktilen Grenzzone statt (nach MARSH, 1982; geringfügig modifiziert).

Plutonform

Die Form von Plutonen, insbesondere von Diapiren, war und ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, Experimente und mittlerweile auch Computersimulationen. Extremfälle sind ein sphärischer Modellpluton (MARSH, 1982) und sillartige Plutonformen, die sich bei Computersimulationen ergeben (NEUGEBAUER & REUTHER, 1987).

Berühmt sind die keulen- und pilzförmigen Plutone von RAMBERGS (1967) Zentrifugenversuchen. Solche Formen ergaben sich auch bei Flüssigkeitsversuchen und Computersimulationen von BERNER et al. (1972), DIXON (1975) bzw. WHITEHEAD & LUTHER (1975).

Pilzformen sind u.a. auch an Granitoidplutonen in Grönland (BRIDGWATER et al., 1974), Schweden (WIKSTRÖM, 1984; 1987) und Kanada (HUTCHISON, 1970; 1982) nachgewiesen worden.

WHITEHEAD & LUTHER (1975) stellten eine Abhängigkeit der Plutonform vom Viskositätskontrast zwischen Pluton und umgebenden Mate-

rial fest. Ist die Viskosität des Plutons sehr viel größer als die Viskosität der umgebenden Materials, so entstehen keulenförmige Körper, die über einen langen dünnen Stiel mit ihrem "Nährgebiet" in Verbindung stehen. Im umgekehrten Fall reißt diese Verbindung sehr schnell ab, und es steigen isolierte, etwa tropfenförmige Körper auf. Bei annähernd identischen Viskositäten bilden sich pilzförmige Strukturen, die an der Oberfläche konvex gewölbt sind und eine "wirbelringartige", konkave Unterseite besitzen (WHITEHEAD & LUTHER, 1975; fig. 9). Über diese Wirbelstruktur wird Material aus der Umgebung mit in die Pilzstruktur übernommen.

Obwohl aufgrund von Viskositätskontrasten zwischen Pluton und Umgebung unterschiedliche Plutonformen entstehen können, ist diese prinzipiell nicht von Bedeutung für den diapirischen Aufstieg an sich (MARSH, 1982). Abgesehen vom Dichteunterschied ist das Vorhandensein einer duktilen Grenzzone zwischen dem Pluton und dem Nebengestein von essentieller Bedeutung für den diapirischen Aufstieg.

Randsynklinale und duktile Grenzzone

Die Viskosität der Grenzzone und ihre Mächtigkeit haben außerdem entscheidenden Einfluß auf die Bildung bzw. die Ausprägung einer Randsynklinale um den Pluton. Die Modelldiapire von RAMBERG (1967) sowie von DIXON (1975) zeigen ausgeprägte Randsynklinen. In den Zentrifugenversuchen Rambergs war zwischen Diapir und umgebendem Material keine geringviskose, duktile Grenzschicht vorhanden. Durch Schleppung bildeten sich die Randsynklinen.

Je geringer die Viskosität der Grenzschicht zwischen Pluton und Nebengestein ist, desto weniger ausgeprägt wird eine Randsynklinale sein bzw. sie wird isoklinal sein. Die Viskosität der Grenzschicht ist natürlich abhängig von der Temperatur des Plutons wie auch von der Temperatur des Nebengesteins. In höheren, kühleren Krustenstockwerken ist deshalb eher mit einer Randsynklinale zu rechnen als in tiefen.

Im Gelände sind durchaus auch Hinweise auf das Vorhandensein einer duktilen Grenzzone im Kontaktbereich eines Plutons zu finden (s. Kap. 7.2.2.). MOORE (1963, zitiert in MARSH, 1982) beobachtete, daß im Kontaktbereich von Plutonen der Sierra Nevada Nebengesteine und Intrusivgesteine mobil waren und vom aufsteigenden Pluton plastisch deformiert wurden. Hochmobile, im Kontaktbereich duktil deformierte und teilgeschmolzene Nebengesteine von granitoiden Diapiren in Zentralschweden beschreibt WIKSTRÖM (1984; 1987b). PHILPOTTS (1968) machte folgende Beobachtung an den Monteregeian Intrusions (Quebec): Flachliegende Nebengesteinsserien fallen in der engeren Umgebung (Abstand 50-100m) trichterförmig zum Pluton hin ein und stehen am Kontakt nahezu saiger. Im Kontaktbereich sind die Nebengesteine partiell geschmolzen.

Die gleiche Beobachtung, allerdings in wesentlich größerem Maßstab, machten BRIDGWATER et al. (1974) an Rapakivi plutonen in Grönland. Die sonst flachliegenden Nebengesteinsserien sind in der Umgebung des Plutons abwärts gebogen, fallen im Kontaktbereich saiger ein und sind migmatisiert. Nach BRIDGWATER et al. (1974) steht dieses "crustal downfolding" (nach PHILPOTTS, 1968:

crustal downwarping) im Einklang mit dem diapirischen Intrusionsstil der Plutone: Die Abwärtsbiegung und die Migmatisierung der Nebengesteine in der Grenzzone des Kontaktbereichs gehen auf die Erwärmung durch den Pluton zurück und stellen die raumausgleichende Abwärtsbewegung für den aufsteigenden Diapir dar.

Aufstiegsstrukturen und Platznahmestrukturen von Plutonen

Wie eingangs bereits angesprochen, bestehen über die Rolle von Diapirismus als effektivem Aufstiegsmechanismus für Magmen (insbesondere granitoide Magmen) durch die Kruste gegensätzliche Meinungen (vgl. PITCHER, 1979; BATEMAN, 1984 a,b; 1985; MARSH, 1982; 1984; CASTRO, 1987).

Die Kontroverse läuft darauf hinaus, daß zwar Strukturen, die bei der Platznahme ("final emplacement") eines Plutons entstehen, zahlreich vorhanden sind (i.e. Einengungsstrukturen der Intrusiv- und Nebengesteine), daß aber Strukturen, die ein aufsteigender Pluton hinterläßt ("ascent structures"), praktisch völlig fehlen (BATEMAN, 1984a,b). Dies sollten duktile Scherstrukturen sein, die aus der gegensätzlichen Relativbewegung von aufsteigendem Pluton und abwärts strömendem Nebengestein resultieren (BATEMAN, 1984a).

Nach Auffassung von BATEMAN (1984b) und CASTRO (1987) intrudieren insbesondere granitoide Magmen über Gangsysteme, indem sie das spröde Verhalten der Kruste ausnutzen. Nach BATEMAN (1984a,b) verhalten sie sich erst im späten Intrusionsstadium bei ihrer endgültigen Platznahme wie Diapire.

In diesem Zusammenhang werden meist die Begriffe "balloon tectonics" (RAMSAY, 1981) oder "ballooning diapir" (BATEMAN, 1985) gebraucht, womit ein Aufblähen des Plutons in situ durch nachströmendes Magma gemeint ist. Die endgültige Platznahme eines Plutons in seichten Krustenniveaus ist bedingt durch das Abnehmen der Auftriebskraft und/oder die fortschreitende Konsolidierung des Magmenkörpers. Während der Pluton in seinem Dachbereich bereits steckengeblieben und teilweise konsolidiert ist, strömt von unten weiterhin Magma nach, was zu einem Aufblähen des Plutons führt, verbunden mit internen Gefügedeformationen (z.B. Plättung von Xenolithen) und Einengungsstrukturen im Nebengesteins (BATEMAN, 1985; BARRIERE, 1977; WEISS, 1986; HOLDER, 1979; 1982).

Diese Strukturen sind jedoch nicht "ascent structures", sondern entstanden beim "final emplacement". Diapirismus ist ein Aufstiegsmechanismus für Plutone, "ballooning" dagegen ein Platznahmemechanismus. Die Auswirkungen von "ballooning" kommen erst dann zum Tragen, wenn die Aufstiegsbewegung des Plutons insgesamt zum Stillstand gekommen ist. Aus diesem Grund ist der Begriff "ballooning diapir", wie BATEMAN (1985) ihn gebraucht, irreführend, denn er vereinigt in sich zwei Vorgänge, die definitionsgemäß nur nacheinander ablaufen können. Er sollte deshalb auf Vorschlag von CASTRO (1987) durch den Begriff "ballooning pluton" ersetzt werden.

Plutone, die ein "ballooning" erfahren haben, sind zweifellos die am wenigsten geeigneten Objekte zum Studium von Diapirismus (MARSH, 1984). Allerdings sind Plutone in der Mehrzahl der Fälle

gerade in seichten Krustenniveaus aufgeschlossen, wo die Auswirkungen des "final emplacement" eventuell vorhandene "ascent structures" längst ausgelöscht haben. Deshalb sind tiefkrustale Ausschnitte von Plutonen zum Nachweis diapirischer Aufstiegsbewegungen wesentlich besser geeignet.

7.2. KRITERIEN FÜR EIN DIAPIRMODELL DES SANTA ANGÉLICA-PLUTONS

Im vorausgehenden Kapitel wurden Voraussetzungen für magmatischen Diapirismus besprochen und charakteristische Merkmale zusammengestellt, die den diapirischen Aufstieg eines Plutons erkennen lassen im Gegensatz zu solchen, die auf ein "final emplacement" zurückgehen. Anhand dieser Kriterien soll ein Diapirmodell für den Santa Angélica-Pluton überprüft und zur Diskussion gestellt werden.

Die Grundvoraussetzung, das Auftriebsprinzip, war für die Magmen des Santa Angélica-Plutons erfüllt. Dies geht aus Abb. 7.1. hervor, die zeigt, daß selbst H₂O-untersättigte, basaltische Magmen mit einem großen Kristallanteil spezifisch leichter sind als Krustengesteine von üblicherweise granitischer oder granodioritisch/tonalitischer Pauschalzusammensetzung.

Weitere Kriterien sind der Intrusionsstil sowie Deformationsstrukturen, nämlich "ascent structures", die in einer im Zeitraum des Intrusionsvorgangs duktilen Grenzzone im Kontaktbereich den Aufstieg des Plutons dokumentieren. Ein tiefes Intrusionsniveau schließlich bietet besonders günstige Voraussetzungen für den diapirischen Aufstieg.

7.2.1. INTRUSIONSNIVEAU, INTRUSIONSSTIL

Der Santa Angélica-Pluton intrudierte ebenso wie zahlreiche weitere komplexe Plutone im südlichen Espírito Santo während des Brasiliano-Ereignisses in die Serien eines hochmetamorphen Gneis/Migmatitareals. Die P/T-Bedingungen lassen sich zum Höhepunkt der Metamorphose (590 ± 2, - 4 Ma) mit 620-750°C bei ≥6.5kb abschätzen (vgl. Kap. 3.). Die Intrusion des Santa Angélica-Plutons (513 ± 8 Ma) erfolgte etwa zeitgleich mit einer weiteren metamorphen Überprägung (519 ± 10, - 16 Ma; alle Altersangaben aus SÖLLNER et al., 1987). Hieraus läßt sich schließen, daß der Santa Angélica-Pluton in die "vorgeheizte" Umgebung eines mittleren bis tiefen Krustenniveaus intrudierte.

Darauf deutet auch sein Intrusionsstil: Es handelt sich um einen konkordanten Pluton der Katazone im Sinne der Klassifizierung von BUDDINGTON (1959). Die Foliation der Nebengesteine verläuft parallel zum Kontakt und fällt steil unter diesen ein.

Dies ist aus der Formlinienkarte (Abb. 7.3.) ersichtlich, die auch zwei Tripelpunkte (vgl. BRUN & PONS, 1982) zeigt, die sich aus der ovalen Ausstrichform des Plutons und den konformen Strukturen der Nebengesteine ergeben. Die Lage der Tripelpunkte reflektiert ein bestimmtes Streßfeld während der Intrusion des Plutons (JARDIM DE SA, 1984; vgl. auch BAYER, 1987).

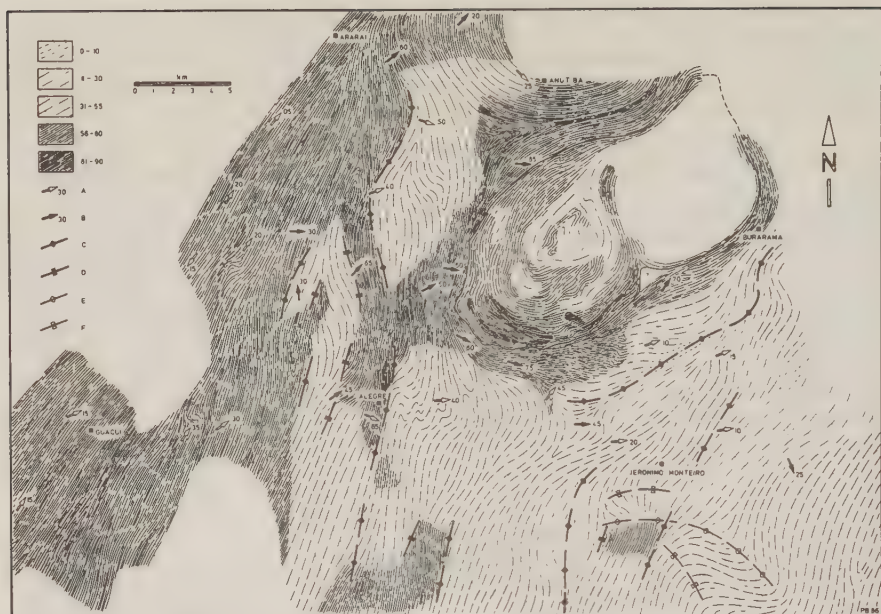


Abb. 7.3.: Formlinienkarte des Santa Angélica-Plutons und seiner Umgebung. Die Trendlinien entsprechen dem Verlauf des lithologischen Lagenbaus der Nebengesteine bzw. den Fluidalt Texturen im Pluton. Strichstärke und -abstand variieren mit dem Einfallswinkel ("je steiler, desto dunkler"). Der Santa Angélica-Pluton ist ein konkordanter Pluton, die Foliation der Nebengesteine verläuft parallel zum Kontakt und den peripheren Fluidalt Texturen des Plutons. Das Einfallen der Nebengesteine wird mit Annäherung an den Pluton zunehmend steiler (crustal downfolding). NW von Jerônimo Monteiro und SW von Anutiba sind "Tripelpunkte" ausgebildet. Der Intrusivkomplex besteht möglicherweise aus zwei Einzelplutonen. Dies läßt sich aufgrund der etwa konzentrisch verlaufenden Formlinien im südlichen Teil der Intrusion vermuten (aus BAYER, 1987; Abb. 5.15.).

Aus der Formlinienkarte geht außerdem hervor, daß die Foliation der Nebengesteine mit Annäherung an den Pluton zunehmend steiler einfällt. Diese zunehmende Abwärtsbiegung der Gneisfoliation ist innerhalb einer ca. 2 km breiten Aureole um den Pluton herum zu beobachten und wohl auf "crustal downfolding" zurückzuführen, wie es BRIDGWATER et al. (1974) und PHILPOTTS (1968) beschreiben.

Der Effekt des "crustal downfolding" läßt sich am Diapirmodell von MARSH (1982) einleuchtend erklären (Abb. 7.2. (B), (C)). Der raumausgleichende Abwärtstrom der Nebengesteine für den aufsteigenden Diapir ist am stärksten und am effektivsten innerhalb der geringviskosen Grenzzone (z). Er überträgt sich allerdings auch,

wie sich an der Geschwindigkeitsverteilung (Abb. 7.2.(B)) zeigt, auf die höher viskosen Gesteine innerhalb der thermischen Aureole (A) des Diapirs mit dem Ergebnis, daß diese abwärts gebogen werden.

7.2.2. RANDSYNKLINE UND DUKTILE GRENZZONE IM KONTAKTBEREICH

Nach CASTRO (1987) sind im Kontaktbereich von Diapiren typischerweise Randsynklinen ausgebildet. Beim Santa Angélica-Pluton ist jedoch keine solche zu beobachten. Allerdings ist aus Gefügen und Deformationsstrukturen die Existenz einer hochmobilen Grenzzone erkennbar, innerhalb derer die stärksten vertikalen Differentialbewegungen zwischen Pluton und Nebengestein stattgefunden haben (Abb. 7.4., 7.5.). In Kap. 7.1.2. wurden die Voraussetzungen für die Ausbildung einer Randsynkline diskutiert (vgl. auch BAYER, 1987; Kap. 8.6.1.), die aufgrund von Schleppung viskosen Nebengesteins durch den aufsteigenden Diapir verursacht werden.

Aber gerade durch das Vorhandensein einer hochmobilen Grenzzone am Plutonkontakt kann eine Randsynkline völlig fehlen oder isoklinal und deshalb im Gelände nicht erkennbar sein. Das Fehlen einer Randsynkline ist also kein Argument gegen den diapirischen Aufstieg des Santa Angélica-Plutons. Die duktile Verformung der Nebengesteine im Kontaktbereich des Santa Angélica-Plutons dokumentiert das Vorhandensein einer hochmobilen Grenzzone, wie sie das Diapirmodell von MARSH (1982) voraussetzt (Abb. 7.2.(A)). In der äußersten Randfazies des Allanitgranits sind extreme Fluidaltextures (Abb. 7.4.), z.T. mit duktilen Deformationsstrukturen ausgebildet. Steilstehende, aufschiebende duktile Scherzonen parallel zum Kontakt (Abb. 7.5a) zeigen den Bewegungssinn in dieser Zone stärkster Relativbewegung zwischen aufsteigendem Pluton und abströmendem Nebengestein. SIMON & SORIANO (1986) beschreiben solche Strukturen (sog. pli-failles) von Gips- und Mergeldiapiren bzw. deren Silt- und Schotteraureolen aus quartären Ablagerungen des Ebro-Tals.

Vertikale Relativbewegungen, bei gleichzeitiger Dilatation parallel zum Kontakt sind an der plastischen Deformation von Hybridgängen zu erkennen (BAYER, 1987; Abb. 8.16.).

7.2.3. AUFSTIEGS-UND PLATZNAHMESTRUKTUREN: EIN VERGLEICH

Während im Kontaktbereich des Santa Angélica-Plutons Scherstrukturen auftreten, die eine Aufstiegsbewegung dokumentieren, sind Strukturen einer endgültigen Platznahme - also eines "final emplacement" im Sinne von BATEMAN (1984a,b) - weder im Nebengestein noch in den Intrusivgesteinen zu beobachten.

"Final emplacement" äußert sich beispielsweise in "ballooning" (RAMSAY, 1981, BATEMAN, 1985): Ein Pluton, dessen Aufstiegsbewegung bereits zum Stillstand gekommen ist, reagiert auf nachdringendes Magma aus der Tiefe, indem er an Volumen zunimmt und sich aufbläht. "Ballooning" ist allerdings eher in den oberen Krustenstockwerken zu erwarten, weil dort die meisten heute zu beobachtenden Plutone "steckengeblieben" sind. In der Regel sind



-a

-b



Abb. 7.5a: Aufschiebende duktile Scherzonen in Migmatiten der duktilen Grenzzone. Senkrechte Aufschlußwand im unmittelbaren Kontaktbereich am SW-Rand des Plutons. Die Scherzonen zeigen den relativen Bewegungssinn des aufsteigenden Diapirs gegen das abströmende Nebengestein. Die Scherzonen sind etwa parallel zum Kontakt, die Achsen der Schleppungen liegen etwa horizontal. Der Pluton befindet sich links vom gezeichneten Ausschnitt. Die Strukturen zeigen große Ähnlichkeit mit sog. pli-failles (SIMON & SORIANO, 1986) aus dem Kontaktbereich von subrezentem Gipsdiapiren (aus BAYER, 1987; Abb. 8.14.).

Abb. 7.5b: Aufschiebende Scherzonen, sog. pli-failles in der Sand- und Siltaureole quartärer Gipsdiapire (nach SIMON & SORIANO, 1986). Der Diapir befindet sich rechts vom gezeichneten Ausschnitt (aus BAYER, 1987).

Agmatitstrukturen von Diorit mit Granitfüllungen deutet LAMMERER (1987) als "extensional fractures" einer ehemals "solid membrane" zwischen Granit- und Gabbrodioritmagma. Diese "solid membrane", entstanden aufgrund von Abschreckung heißen Gabbrodioritmagma gegen kälteres Granitmagma sei beim weiteren Aufstieg infolge von "ballooning" zerbrochen, wobei die "extensional fractures" von innen und außen her neuerlich von basischem Magma bzw. Granitmagma re-intrudiert wurden. Agmatitbereiche wären demnach als Reste dieser ehemals umfassenden "solid membrane" zu verstehen. Magmenmischung sei LAMMERER (1987) zufolge auf eine wenige hundert Meter breite Mischungszone zwischen Gabbrodiorit- und Granitmagma beschränkt geblieben.

Tatsächlich handelt es sich bei den Agmatitstrukturen im Santa Angélica-Pluton aber um ganz lokal begrenzte Bildungen (vgl.

Kap. 4.3.1.)). Gerade die Misch- und Hybridgesteinszonen, - ein Beleg für Magmenmischung-, sind dagegen im gesamten Santa Angélica-Pluton weit verbreitet (vgl. hierzu Kap. 4.3., 4.5., 6.2.). Von einer umfassenden "solid membrane" zwischen Gabbrodiorit und Granit kann damit ebenso wenig die Rede sein, wie von lokal begrenzter Magmenmischung. Abgesehen davon, daß somit die tatsächlichen Geländeverhältnisse im Santa Angélica-Pluton der Darstellung in LAMMERER (1987) widersprechen, wäre ein Intrusionsmechanismus wie LAMMERER (1987) ihn postuliert, aufgrund folgender Überlegungen überhaupt schwerlich erklärbar:

Aus den Geländeverhältnissen (graduelle Übergänge der Agmatitzonen in Schlieren- und Schollenzonen; Kap. 4.3.1.) und aus Überlegungen zum Aggregatzustand der Magmen ("crystal mushes") geht hervor, daß im Santa Angélica-Pluton keine Abschreckung ("chilling") von Gabbrodiorit gegen Granitmagma stattgefunden hat (vgl. Kap. 5.5. und 6.2.), wobei eine "solid membrane" hätte entstehen können. Die Agmatite stellen lokal begrenzte Erscheinungen dar, deren Ursache vorrangig in unterschiedlichen Volatilverteilungen im Magma zu suchen ist bzw. in unterschiedlichen Konsolidierungsstadien (vgl. Kap. 6.). "Ballooning" im Santa Angélica-Pluton ist zudem als Platznahmekanismus (vgl. Kap. 7.1.2.) eines Plutons nicht gleichzeitig vereinbar mit Diapirismus als einem Aufstiegsmechanismus (CASTRO, 1987; p. 117).

7.2.4. STOPPING UND ZONE MELTING

"Stopping" ist ein Intrusionsmechanismus, der gewöhnlich in hohen, spröde reagierenden Krustenniveaus stattfindet. Oft ist stopping in Verbindung mit Calderaeinbrüchen zu beobachten (PITCHER, 1987). Allerdings müssen solche "spröde Intrusionsmechanismen" wie stopping durchaus nicht auf hohe Krustenniveaus beschränkt sein, zudem können "spröde" und "duktil" Prozesse im selben Krustenniveau stattfinden (PITCHER, 1987).

Einige Granitstöcke (NNE Jerônimo Monteiro) im Arbeitsgebiet zeigen beispielsweise typische Merkmale von "stopping", wie sie MARSH, (1982) und CASTRO (1987) beschreiben: Sie durchschlagen die Nebengesteine diskordant und sind durchsetzt von unregelmäßig kantigem Xenolithmaterial (vgl. BAYER, 1987; Abb. 8.12.).

Der Santa Angélica-Pluton allerdings ist ein konkordanter Pluton. Xenolithmaterial fehlt praktisch völlig. "Stopping" als Intrusionsmechanismus für den Santa Angélica-Pluton scheidet folglich aus.

Auch "zone melting" im Sinne von AHERN et al. (1981) dürfte als Intrusionsmechanismus auszuschließen sein. Ein Magmenkörper - AHERN et al. sprechen von einer "magma zone" -, der sich durch die Kruste schmilzt und das erschmolzene Material assimiliert, sollte kontinuierliche Übergänge zum Nebengestein aufweisen. "Zone melting" läßt nicht, wie Diapirismus einen konkordanten Intrusionsstil erwarten, bei dem das Nebengestein aktiv gegenüber dem aufsteigenden Diapir reagiert, wobei sich in einer duktilen Grenzzone "ascent structures" ausbilden.

7.3. DER SANTA ANGÉLICA-PLUTON - EIN DIAPIR

Die geologischen Rahmenbedingungen sowie die lokalen Deformationsstrukturen im Kontaktbereich und dem Umfeld des Santa Angélica-Plutons stehen in Einklang mit einem Diapirmodell (vgl. MARSH, 1982) als Intrusionsmechanismus.

Der Santa Angélica-Pluton bildet einen konkordanten Pluton, der in ein "vorgeheiztes" mittleres bis tiefes Krustenniveau intrudierte. Dies sind besonders günstige Voraussetzungen für magmatischen Diapirismus.

Migmatisierung, Fluidaltextures sowie duktile Deformationen in seinem Kontaktbereich (Abb. 7.4.; 7.5a) lassen die Existenz einer duktilen Grenzzone erkennen, innerhalb derer der Diapir aufgestiegen ist (vgl. Abb. 7.2.). "Ascent structures", wie z.B. aufschiebende duktile Scherzonen (Abb. 7.5a), dokumentieren die vertikal gerichteten Relativbewegungen zwischen dem aufsteigenden Diapir und dem abströmenden Nebengestein. Dieser raumausgleichende Abstrom übertrug sich auch auf die weniger duktilen Nebengesteine im weiteren Umkreis, die infolgedessen abwärts gebogen sind (crustal downfolding im Sinne von BRIDGWATER, 1974; vgl. Abb. 7.3.).

All diese Phänomene kennzeichnen den Santa Angélica-Pluton als Diapir. Über die dreidimensionale Form dieses Magmenkörpers bzw. über den Bereich des Plutonkörpers, der heute aufgeschlossen ist, lassen sich allerdings nur Vermutungen anstellen. Denn trotz morphologischer Reliefunterschiede von einigen hundert Höhenmetern stellt die heutige Erosionsoberfläche doch nur einen verhältnismäßig kleinen vertikalen Ausschnitt des Diapirs dar.

Geophysikalische Untersuchungen zur Tieferenerstreckung und Form, wie sie beispielsweise WIKSTRÖM (1984) bzw. WIKSTRÖM & AARO (1986) von Plutonen in Schweden präsentieren, existieren für keinen der Espírito Santo-Plutone. BAYER (1987) diskutiert anhand verschiedener Modellversuche (BERNER et al., 1972; WHITEHEAD & LUTHER, 1975) mögliche Plutonformen, ohne jedoch zu einer definitiven Aussage zu kommen.

Angesichts der Modellversuche und der gesamt-geologischen Rahmenbedingungen gibt es aber möglicherweise Hinweise auf den Bereich eines Diapirs, den der heutige Erosionsausschnitt des Santa Angélica-Plutons repräsentiert.

Viele Espírito Santo-Plutone (z.B. Santa Angélica, Venda Nova, Castelo, Torre) zeigen rundliche oder ovale Ausstrichformen. Etliche andere (Iconha, Rio Novo do Sul, Itaoca, Alfredo Chaves) dagegen sind zerlappt und von Nebengesteinssepten durchzogen.

Beim Iconha-Pluton fallen die Nebengesteine nicht steil unter den Plutonen ein, sondern sie streichen flach einfallend über den Intrusivgesteinen aus. Die Foliation der Interngefüge der Magmatite liegt im Zentrum des Iconha-Plutons flach und versteilt sich

zum Rand hin zusehends bis auf 60-70° Einfallen (WEBER-HOHENGRUND, mdl. Mittlg. im August 1987). Die Schlußfolgerung hinsichtlich der möglichen Form dieser Plutone und das heutige Anschittniveau sind ersichtlich aus dem Vergleich mit anderen Plutonen, deren dreidimensionale Form bekannt ist:

HUTCHISON (1970; 1982; figs. 65 und 69) beschreibt lappig ausstreichende, im Profil zungenförmige Plutone in den Coast Mountains (B.C.); ganz ähnliche Formen zeigt das Finspång Massif in Südschweden (WIKSTRÖM & AARO, 1986; figs 1 und 16ff.). Dreidimensionale Anschnitte bzw. Schweremessungen lassen erkennen, daß es sich dabei um pilzförmige Diapire handelt (vgl. auch BRIDGWATER et al., 1974; fig. 1).

Der Santa Angélica-Pluton scheint in seinem heutigen Aufschlußniveau nicht diese Form zu haben. Vor dem Hintergrund der Diapirmodelle von BERNER et al. (1972) und WHITEHEAD & LUTHER (1975) sowie der Beobachtungen von BRIDGWATER et al. (1974) entspricht das heutige Aufschlußniveau des Santa Angélica-Plutons möglicherweise dem Ausschnitt eines keulenförmigen Diapirkörpers oder des "Diapirstammes", wie es BRIDGWATER et al. (1974) beschreiben. "Ascent structures" im Kontaktbereich (keine Plättung) und die steil bis saiger einfallenden konzentrischen Internstrukturen des Plutons fügen sich gut in diese Vorstellung.

8. ZUSAMMENFASSUNG

8.1. METAMORPHOSE UND BRASILIANO-MAGMATISMUS IM ARBEITSGEBIET

Metamorphe Serien

Die Gesteinsabfolge des Arbeitsgebietes gehört den hochmetamorphen, mehrfach deformierten Serien (BAYER, 1987) des Ribeira Mobile Belt an. Bei den metamorphen Gesteinen handelt es sich um amphibolit- bis granulitfazielle Gneise und Migmatite mit Einschaltungen von Quarziten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen.

Granulitfazielle Migmatite, Orthopyroxen- und Granatgneise sind vorwiegend im westlichen Teil des Arbeitsgebietes aufgeschlossen. Bereichsweise sind sie mit amphibolitfaziellen Gesteinen verzahnt oder gehen kontinuierlich in solche über. Die älteren, z.T. reliktschen Gefüge der granulitfaziellen Gesteine sind durch ein hochgradiges Metamorphoseereignis geprägt, das dem Transamazónico-Ereignis (ca. 2000 Ma) zugeordnet wird. Für die Bildungsbedingungen in einem westlich angrenzenden Gebiet (SCHULZ-KUHNT, 1985) sind für vergleichbare Paragenesen $P_{fluid} < P_{tot.} = 7-9 \text{ kb}$ bei Temperaturen $> 750^\circ\text{C}$ zu erwarten (Kap. 3.1.).

Eine jüngere Überprägung der Gefüge fand unter Bedingungen der oberen Amphibolit- bis Granulitfazies (Hornblende-Klinopyroxen-Granat-Subfazies der Granulitfazies nach MARTIGNOLE & SCHRIJVER, 1971) statt. Für vergleichbare Paragenesen geben MANNA & SEN (1974) Drücke von 6-8 kb bei Temperaturen von $750-830^\circ\text{C}$ an. Mit dieser jüngeren Metamorphose, die dem Brasiliano-Ereignis (680-450 Ma) zuzuordnen ist, ging auch die Migmatisierung eines Teils der Serien einher (Kap. 3.1.).

Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes stehen überwiegend amphibolitfazielle Bändergneise und Migmatite an, z.T. mit Einschaltungen von Quarziten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen, erstere oft in kartierbaren Einheiten. Metamorphosealter dieser Gesteine und eines Quarzites werden mit $590 \pm 2, -4 \text{ Ma}$ angegeben (SÖLLNER et al., 1987), dies entspricht Brasilianoaltern. Die Metamorphosebedingungen lassen Temperaturen von $620-740^\circ\text{C}$ bei Drücken von 6-7 kb erwarten (Kap. 3.1.3.; vgl. auch SCHULZ-KUHNT, 1985).

Diese Druck- und Temperaturangaben sind jedoch nur als Anhaltspunkte, beruhend auf kritischen Mineralparagenesen, zu verstehen. Eine Überprüfung anhand geobarometrischer und geothermometrischer Untersuchungen bleibt den nachfolgenden Arbeiten vorbehalten.

Estrela-Granitoid

Das Brasiliano-Ereignis ist von einem langanhaltenden Magmatismus gekennzeichnet. Einhergehend mit der Migmatisierung (ca. 590 Ma) beginnt die magmatische Aktivität mit der Intrusion von anatektischen Granitoid-Körpern beträchtlichen Ausmaßes mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung (Kap. 3.2.1.). Für den Estrela-Granitoid wird ein Intrusionsalter von $580 \pm 20, -6 \text{ Ma}$ angegeben (SÖLLNER et al., 1987).

Magmatischer Epidot könnte auf Intrusionstiefen von mehr als 20km hindeuten (ZEN & HAMMARSTROM, 1984). Diese Abschätzung bedarf allerdings noch einer Überprüfung und Bestätigung (z.B. Mikrosondenanalysen der Hornblenden auf Al-Gehalte; vgl. HAMMARSTROM & ZEN, 1986).

Der Estrela-Granitoid bildet einen langgestreckten, großteils sehr homogenen Körper (Abb. 3.7a). Die Kontakte sind teils graduell, teils intrusiv, wie das von größeren anatektischen Massiven öfter beschrieben ist (FRIEND et al., 1983; Hutchison, 1982).

Basische Intrusionen

Die Alterstellung basischer Intrusivkörper, wie der Komplexe von Jacutinga und Itaoca ist noch unklar. Absolute Altersdatierungen liegen bisher nicht vor. Geländebeobachtungen scheinen für eine altersmäßige Stellung zwischen den anatektischen Granitoidmassiven und den komplexen Plutonen zu sprechen (WIEDEMANN, mdl. Mttlg., 1987). Hinsichtlich der Lithologie (Kumulate; Entwicklung von Gabbros zu Quarz-Gabbros und Gabbrodioriten) und Geochemie (vgl. Kap. 5.6.2.) bestehen allerdings Zusammenhänge mit den basischen Gesteinen der komplexen Plutone. Hier deutet sich eine genetische Beziehung zu den komplexen Plutonen an (Abb. 5.29.; vgl. auch WALAWENDER & SMITH, 1980; fig. 7).

Die basischen Intrusiva, vorwiegend Gabbronorite und Gabbros, seltener auch Quarzgabbros, Gabbrodiorite und Diorite, sind durch Olivin-, Pyroxen- und Plagioklaskumulate gekennzeichnet (Kap. 3.2.2.), z.T. treten Kumulathorizonte auf.

Die Gesteine des Jacutinga-Komplexes zeigen eine signifikante Eisenanreicherung (Abb. 5.29; vgl. auch WIEDEMANN et al., 1985), was bei den gabbroiden Gesteinen der komplexen Plutone nicht zu erkennen ist. Die Gabbronorite und Gabbros des Itaoca-Komplexes zeigen ebenfalls den Tholeiit-Trend (LADWIG, in Vorb.). Aus der Lage der Probenpunkte quarzgabbroider und gabbrodioritischer Gesteine dieses Intrusivkörpers am "basischen Ende" des Kalkalkali-Trends im AFM-Dreieck läßt sich allerdings eine Parallelentwicklung zum "Kalkalkali-Mischtrend" (vgl. Kap. 5.6.2. und Abb. 5.29) erkennen, wie er bei den komplexen Plutonen entwickelt ist.

In diesem Zusammenhang ist auch das bemerkenswert hohe Strontium-initialverhältnis so basischer Gesteine wie der Gabbronorite von Jacutinga ($87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.708\text{--}0.709$, SÖLLNER, mdl. Mttlg. Aug. 1987) zu sehen. Es ist offensichtlich auf die Zumischung von Krustenmaterial zu basischem, mantelfraktioniertem Magma zurückzuführen. Anders als bei den Vorgängen in den komplexen Plutonen muß dieser Prozeß jedoch zur völligen Übernahme in das basische Magma geführt haben. Magmenmischungsstrukturen wurden jedenfalls in den basischen Intrusivkörpern nicht beobachtet.

Neben dem hohen Strontiuminitialverhältnis deuten auch Disequilibrium-Strukturen mafischer Minerale (Olivin-Pyroxen-Hornblende-Koronastrukturen) sowie der komplexe Plagioklaszonarbau (normaler, kombiniert mit oszillierendem bzw. inversem Zonarbau) auf Zumischung und Assimilierung von Krustenmaterial hin. Damit erklärt sich auch die spätmagmatische Bildung der mehrere Zentime-

ter großen Hornblendepoikiloblasten, welche die Kumulusgefüge überwachsen.

In den basischen Intrusivkörpern fand jedoch im Gegensatz zu den komplex gebauten Plutonen in situ-Fraktionierung in großem Umfang statt. Darauf deuten Kumulustexturen (Olivin-, Pyroxen- und Plagioklaskumulate) sowie die signifikante Eisenanreicherung in den basischen Gesteinen (Kap. 3.2.2. und Abb. 5.29.). Durch fraktionierte Kristallisation wurden die Assimilierung und Hybridisierung teilweise kaschiert.

Vereinfacht dargestellt bilden für die lithologische und chemische Entwicklung der basischen Intrusivkörper folgende Vorgänge eine plausible Erklärung: Hybridisierung von mantelfraktioniertem basischem Magma durch Kontaminierung mit Krustenmaterial. Damit einhergehend oder darauf folgend führt fraktionierte Kristallisation zur Entwicklung der Gabbronorit-, Gabbro-, Quarzgabbro- und Gabbrodioritabfolge mit Bildung von Kumulustexturen.

Komplex gebaute, konzentrische Plutone

Die morphologisch markantesten Intrusivkörper sind die komplexen konzentrischen Plutone, deren Intrusionsalter bei 513 ± 8 Ma für den Santa Angélica-Pluton (SÖLLNER et al., 1987) und ca. 490 Ma für den Torre-Pluton (SÖLLNER, mdl. Mttlg., Aug. 1987) liegen. Sie intrudierten in mittlere bis tiefe, "vorgeheizte" Krustenniveaus und bildeten konkordante Diapire. Typische Aufstiegsstrukturen dokumentieren beispielsweise den diapirischen Intrusionsstil des Santa Angélica-Plutons (Kap. 7.).

Kennzeichnend für die komplexen Plutone ist ihr inverser Zonaraufbau, d.h. basische Gesteine dominieren im Zentrum und saure am Rand der Intrusivkörper (Kap. 8.3.). Die Suite der Intrusivgesteine reicht von (Monzo-)Gabbros und (Monzo-)Gabbrodioriten über (quarz-)monzodioritische und granodioritische Gesteine zu Graniten und Syenomonzoniten. In basischen Gesteinen einiger Plutone (Torre- und Venda Nova-Pluton) treten untergeordnet Pyroxen- und Plagioklaskumulate auf, gelegentlich auch in Horizonten (WIEDEMANN & LUDKA, 1984; PETRICK, in Vorb.).

Ein zweites charakteristisches Merkmal der komplexen Plutone im südlichen Espírito Santo sind die komplexen Mischungsstrukturen zwischen basischen und sauren Gesteinen, seien sie nun auf ringförmige Mischzonen beschränkt oder, wie im Santa Angélica-Pluton, im gesamten Intrusivkörper verbreitet.

Diskordante Granitstöcke, Granitgänge und Pegmatite

Die magmatische Aktivität des Brasiliano-Ereignisses klingt aus mit der Intrusion von diskordanten Graniten sowie von Pegmatiten. Im Arbeitsgebiet zählt der Stock von Araçuí zu diesen Körpern, Granitgänge durchschlagen auch den Santa Angélica-Pluton. Es handelt sich um mittelkörnige, schwach porphyrische Biotit-Granite, die in Mineralbestand und Textur dem Titanit-Granit ähneln. Pegmatite treten im Arbeitsgebiet nur spärlich auf. Das Alter von Pegmatiten aus der Region Caparaó wird von CORDANI et al. (1973) mit 452 ± 15 Ma bzw. 454 ± 23 Ma angegeben.

8.2. MAGMENMISCHUNG IM SANTA ANGÉLICA-PLUTON

Koexistenz mantelfraktionierter und krustenanatektischer kristallreicher Magmen ("crystal mushes")

Die Koexistenz von mantelfraktioniertem Magma gabbroiden und krustenanatektischen Magmas granitischer Zusammensetzung im Verlauf des Intrusionsvorgangs ist im Santa Angélica-Pluton durch eine Vielzahl von Strukturen belegt.

Ein Strontiuminitialverhältnis von 0.705 (SÖLLNER et al., 1987) sowie die Haupt- und Spurenelementverteilung (HORN, 1987) kennzeichnen den Gabbrodiorit als Mantelabkömmling. Der Granit repräsentiert mit einem Strontiuminitialverhältnis von 0.707 (SÖLLNER et al., 1987) krustenanatektisches Material (s. auch HORN, 1987).

Schlieren-, Schollen- und Agmatitstrukturen und die Art der Verbandsverhältnisse der unterschiedlichen Gesteinstypen, also die graduellen Übergänge (Kap. 4.3.) sowie die petrographischen und geochemischen Daten (Kap. 5; vgl. auch HORN, 1987), lassen erkennen, daß die kontrastierenden Magmen zunächst mechanisch miteinander vermengt wurden ("commingling"), sich dabei vermischten ("mixing") und infolgedessen hybridisiert wurden ("hybridization") (vgl. Kap. 4.3. und Kap. 6.).

Treibende Kraft für die Magmenmischung war thermische Konvektion (Kap. 4.5. und Kap. 6.). In diesem Zusammenhang ist es bemerkenswert, daß es sich bei den Santa Angélica-Magmen um sehr kristallreiche Schmelzen, sog. crystal mushes, handelte. Dies bestätigen die porphyrische Textur der Gesteine sowie die vergleichende Modalanalytik zur Bestimmung des Anteils der Einsprenglinge in Gabbrodiorit, Granit und Hybridgesteinen. Demnach hatte das Gabbrodioritmagma Kristallanteile von mehr als 50 Vol%, für das Allanitgranitmagma belaufen sich Schätzungen auf 50-65 Vol%. Im Hybridmagma schwankte der Anteil der Einsprenglinge beträchtlich (40 - >60 Vol%), was sich aus der ungleichmäßigen Verteilung von Kristall- und Schmelzanteilen im Verlauf des mechanischen Vermengungsvorganges erklärt (Kap. 5.5.1.; Kap. 6.3.).

Aus der konvektiven Vermengung von H₂O-untersättigtem, kristallreichem Gabbrodioritmagma mit einem granitischem Kristallbrei resultierte Hybridmagma unterschiedlicher Homogenität und Zusammensetzung. Aus diesen "crystal mushes" kristallisierten feinkörnige porphyrische Hybridgesteine unterschiedlicher Zusammensetzungen, die von Dioriten über Granodiorite bis zu Graniten reichen (Abb. 5.3.). In Form von Gabbrodiorit und Allanitgranit sind die beiden Endglieder der Mischung bereichsweise weitgehend unbeeinflußt erhalten geblieben.

Die gesamte Intrusivsuite des Santa Angélica-Plutons ist, entsprechend der Nomenklatur von LAMEYRE & BOWDEN (1982), den kalkalkalisch-granodioritischen Granitoidserien mittlerer K-Gehalte zuzurechnen (vgl. Kap. 5.3.). Vergleichbar damit sind Serien des Castelo-Plutons, während die Gesteine des Venda Nova-Plutons zu den kalkalkalisch-monzonitischen Serien mit hohen K-Gehalten gehören (vgl. BAYER et al., 1985, Abb. 17 und PETRICK, in Vorb.). Soweit die Klassifikation von PITCHER (1982) anwendbar ist, zeigt

der Allanitgranit gewisse Affinitäten zu I-type-Graniten (Kap. 5.6.). Für den Santa Angélica-Pluton und die anderen komplexen Plutone, ist jedoch eine Klassifizierung im Sinne von DIDIER (1982) sinnvoller: Demnach handelt es sich um M-type-Granitoide, also Mischtypen mit Mantel- und Krustenanteilen.

Magmenmischung und unterschiedliche Homogenisierungsstadien

Im Santa Angélica-Pluton wurde eine vollständige Homogenisierung und Hybridisierung der kontrastierenden Magmen durch die hohe Viskosität und die rasche Konsolidierung der bereits im Solidusbereich befindlichen "crystal mushes" verhindert (Kap. 4.5.; 6.), so daß die Magmenmischung gewissermaßen in eingefrorenem Zustand erhalten geblieben ist (SCHMIDT-THOME & WEBER-DIEFENBACH, 1987). So sind sowohl Initialstadien von Mischungsvorgängen wie auch fortgeschrittene Hybridisierung zu sehen (Kap. 4.5.; 5.5.).

Schlieren- und Schollenbildung (Kap. 4.3.2. und 4.3.3.) sind als Frühstadien kontinuierlich fortschreitender, zunächst konvektiv (d.h. physikalisch) vorangetriebener Homogenisierung kontrastierender Magmen zu verstehen. Im Laufe dieses physikalischen Vorgangs kommt Diffusion als chemischer Homogenisierungsprozeß zur Wirkung (Kap. 6.2.). Resultat dieses komplexen Hybridisierungsprozesses, sind, abhängig von der lokalen Kristall/Schmelzverteilung, unterschiedlich homogene porphyrische Hybridgesteine intermediärer Zusammensetzung sowie Granite mit feinkörnigen basisch/intermediären Einschlüssen. Die Granitschlieren mit feinkörnigen Hybridgesteinsschollen, wie sie im Santa Angélica-Pluton auftreten, zeigen anschaulich die Entstehung der sogenannten "microgranular enclaves" (DIDIER, 1973), die so häufig im Granitoidplutonen seichter Krustenniveaus beobachtet werden (vgl. CANTAGREL et. al., 1984; VERNON, 1984; DIDIER, 1987).

Synplutonisch deformierte Gänge (Kap. 4.4.), Schlieren- und Agmatitstrukturen (Kap. 4.3.1. und 4.3.3.), Texturen und Gefüge (Kap. 4.2. und 5.5.) sowie schließlich Mineraldeformationen (Kap. 5.5.1. und 6.3.) kennzeichnen lokal unterschiedliches Fließverhalten der Magmen. So sind graduelle Übergänge von viskosem zu plastischem Fließverhalten erkennbar, bzw. zu sprödem Verhalten, wobei teilweise konsolidierte Bereiche agmatisch zerlegt wurden.

Die feinkörnigen porphyrischen Hybridgesteine repräsentieren in ihren variierenden Zusammensetzungen und mit ihren unterschiedlichen Einsprenglingsanteilen verschiedene Mischungsverhältnisse von Gabbrodiorit- und Granitmagma, d.h. unterschiedlich weit fortgeschrittene Homogenisierungs- bzw. Hybridisierungsstadien. Im Aufschlußbereich und sogar bis in mikroskopische Dimensionen können diese Gesteine noch recht heterogen sein (Kap. 4.3.4. und 5.5.1.). Dies hat seine Ursache im Aggregatzustand beider Magmen zur Zeit ihrer Vermengung, bei denen es sich um viskose, kristallreiche Schmelzen gehandelt hat (Kap. 6.3.).

Aber gerade in diesen Bereichen hat ein intensiver Austausch von Kristallen stattgefunden, die aus dem Gabbrodiorit- bzw. dem Granitmagma in das neugebildete Hybridmagma übernommen wurden. Die Wechselwirkungen zwischen diesen Einsprenglingen und der Hybridschmelze werden im folgenden dargestellt.

Disequilibrium-Strukturen der Einsprenglinge

Die Einsprenglinge standen mit der neu gebildeten Hybridschmelze nicht im Gleichgewicht. Sie wurden partiell resorbiert, es entwickelten sich Ummantelungs- oder Koronastrukturen oder ein komplexer Zonarbau (Kap. 5.5.). Die "eingefrorenen Disequilibrium-Phänomene" spiegeln die Ungleichgewichtsbedingungen zwischen Einsprenglingen und Hybridschmelze wider (vgl. auch HIBBARD, 1981; LOOMIS & WELBER, 1982; KUO & KIRKPATRICK, 1982; CANTAGREL et al., 1984). Aufgrund rascher Konsolidierung kam es nicht zur vollständigen Reequilibrierung der Einsprenglinge, aus der Hybridschmelze entstand dabei die feinkörnige Matrix (Kap. 6.).

Diese Vorgänge lassen zugleich die (begrenzte) Wirksamkeit von Diffusion als chemischem Homogenisierungsprozeß erkennen (Kap. 6.2.). In ungewöhnlichen Wuchsformen (Dendrit- und Skelettwachstum) und anomalem Zonarbau sind lokale Ungleichgewichtszustände festgehalten, wie sie beispielsweise durch geringfügige, aber abrupte Schwankungen der Temperatur und/oder der H₂O-Aktivität im Hybridmagma infolge konvektiver Magmenbewegungen hervorgerufen worden sein können (Kap. 6.3.).

Komplex zonierte Plagioklaseinsprenglinge

Im Zusammenhang mit den Disequilibrium-Strukturen von Einsprenglingen kommt den komplex zonierten Plagioklasen mit ihren Einschlüssen eine besondere Bedeutung zu (Kap. 5.5.2.):

Nach der "Restit-Theorie" von WHITE & CHAPPELL (1977) stellen komplex zonierte Plagioklase in Granitoidplutonen kristallines Residualmaterial dar (vgl. auch PIWINSKII, 1968). MASON (1986) konnte jedoch am Barrington Tops Granitoid-Pluton nachweisen, daß solche Plagioklase sowie ihre Einschlüsse auch magmatischen Ursprungs sein können.

Gleiches trifft auch für die Plagioklaseinsprenglinge der Hybridgesteine des Santa Angélica-Plutons zu. In diesem Fall ist sogar die Rekonstruktion der Ereignisse möglich, die zur Entstehung des komplexen Zonarbaus und zur Einlagerung der Einschlüsse führten (Kap. 5.5.2.): Die Plagioklase stammen aus dem Gabbrodioritmagma, wo sie unter Gleichgewichtsbedingungen kristallisierten. Nach der Übernahme in das Hybridmagma wurden sie partiell resorbiert; das erneute Wachstum fand unter Ungleichgewichtsbedingungen statt. Dabei wurden auch Matrixminerale aus dem Hybridmagma mit eingeschlossen.

Komplex zonierte Plagioklase in granitoiden Intrusivgesteinen stellen demnach nicht notwendigerweise kristallines Restitmaterial dar. Sie können auch ein Hinweis auf Magmenmischung im Verlauf der Kristallisationsgeschichte granitoider Plutone sein.

Hornblende als dominierende mafische Mineralphase der Hybridgesteine

Hornblende ist in der Regel die dominierende mafische Mineralphase der Hybridgesteine (Kap. 5.5.5.). Dies ist besonders auffallend, da Hornblende in der primären Kristallisationsfolge von Gabbrodiorit wie auch Granit nicht vertreten ist (Kap. 5.2. und 5.4.). Im Hybridmagma kristallisierte Hornblende vor oder zusammen mit Biotit und auf Kosten von Pyroxen, der sukzessive völlig verdrängt wurde (Kap. 5.5.5. und Kap. 6.).

Die Bildung von Hornblende ist von der Gesamtzusammensetzung des Magmas, der Sauerstoffugazität und der H₂O-Aktivität abhängig (WONES & GILBERT, 1982). Dennoch herrschten weder im Gabbrodiorit- (H₂O-Untersättigung; vgl. Kap. 5.2.) noch im Granitmagma (Gesamtzusammensetzung; vgl. Kap. 5.4.), sondern nur in Mischungen beider Magmen, also im Hybridmagma, die Voraussetzungen für die frühe magmatische Bildung von Hornblende.

Jedoch boten durchaus nicht sämtliche Mischungsverhältnisse von Gabbrodiorit- und Granitmagma die geeigneten Zusammensetzungen.

In den Hybridzonen herrschten lokal recht unterschiedliche Bedingungen, was Magmenzusammensetzung, H₂O-Aktivität und Sauerstoffugazität betrifft (Kap. 5.5. und 5.6.). Die Bildung von Hornblende wurde durch das jeweilige lokale Mischungsverhältnis von basischem und saurem Magmenanteil sowie Variationen in der H₂O-Aktivität und Sauerstoffugazität beeinflusst bzw. gesteuert.

So erklärt sich auch das Nebeneinander von hornblendefreien und hornblendeführenden Hybridgesteinen, wie es im Santa Angélica-Pluton, aber auch im Venda Nova-Pluton (dort mit weitaus größeren Anteilen hornblendefreier Hybridgesteine) zu beobachten ist. Die teils erhöhten, teils stark wechselnden P-, Y-, Fe- und Ti-Gehalte dieser Gesteine gehen auf die spontane Ausfällung von Apatit und Ilmenit infolge von Veränderungen der physikochemischen Bedingungen im Magma zurück (vgl. Kap. 5.6.1.), die ihrerseits wiederum ihre Ursache in der Magmenmischung haben (vgl. auch PETRICK, in Vorb.).

So sind demzufolge charakteristische Mineralneubildungen in den Hybridgesteinen des Santa Angélica-Plutons auf Hybridisierungsvorgänge infolge von Magmenmischung zurückzuführen (Kap. 5.5.5.), nicht jedoch auf fraktionierte Kristallisation des Gabbrodioritmagma, wie HORN (1987; S. 173ff.) dies postuliert.

Die petrographischen Beobachtungen, beispielsweise die Entwicklung der Pyroxen- bzw. Plagioklaszusammensetzungen (Kap. 5.1.4. und 5.1.1.) sowie die Erkenntnisse aus dem Kristallisationsverhalten von Hornblende (s.o.) geben keine Hinweise auf in situ-Fraktionierung innerhalb des Santa Angélica-Plutons. So ist eine Differentiations-Entwicklung von Gabbrodiorit durch Hornblende-fraktionierung zu Diorit (HORN, 1987; S. 237) nicht zu erkennen.

Angesichts des inversen geologischen Baus des Santa Angélica-Plutons, des Aggregatzustands der Magmen, die viskose kristallreiche Schmelzen darstellten, sowie aufgrund der inhomogenen

Gesteinstexturen und -strukturen dürfte fraktionierte Kristallisation innerhalb des Intrusivkörpers, wenn überhaupt, nur eine ganz untergeordnete Rolle gespielt haben und schwerlich nachzuweisen sein.

Magmenentwicklung

Die Intrusivgesteine des Santa Angélica-Plutons wie auch der anderen bisher untersuchten komplexen Plutone im südlichen Espírito Santo zeigen eine Entwicklung entsprechend dem "Kalkalkali-Trend" im AFM-Dreieck (Abb. 5.29, Kap. 5.6.2.). Daß es sich hierbei nicht um einen Fraktionierungstrend, sondern um einen Trend, hervorgerufen durch Magmenmischung, handelt, wird bestätigt durch den Nachweis der Koexistenz und Mischung basischer Mantelfraktionate gabbroider Zusammensetzung mit krustenanatektischen, granitischen Magmen (vgl. Kap. 4.5., Kap. 5.6., Kap. 6.).

Diese Beobachtungen zeigen, daß der gesamte Brasiliano-Magmatismus im südlichen Espírito Santo wesentlich durch basische Mantelfraktionate beeinflusst wurde. Dies entspricht damit Vorstellungen von HILDRETH (1981), wonach in der Regel Krustenmagmatismus letztlich fundamental auf basaltischen Magmatismus zurückgeht.

Die Einbeziehung der basischen Intrusivkomplexe in diese Überlegungen erlaubt es, die Entwicklung des kalkalkalischen Mischrends der komplexen Plutone weiter zurückverfolgen.

Dabei deutet sich für den Brasiliano-Magmatismus im südlichen Espírito Santo eine genetische Linie an, wonach der kalkalkalische Mischtrend, der sich in den komplexen Plutonen offenbart, ursprünglich aus einem tholeiitischen Fraktionierungstrend hervorging, wie er bei den basischen Intrusivkomplexen teilweise noch zu erkennen ist (vgl. Kap. 5.6.).

Dies scheint die Vorstellungen von BATCHELOR & BOWDEN (1985) über die Entwicklung von Granitoidserien in einem zweistufigen Prozeß zu bestätigen: Infolge fraktionierter Kristallisation entwickelt sich aus einem basischen Mantelfraktionat tholeiitischer Affinität basisch/intermediäres Magma ("source trend"). Durch periodische Mischung mit krustenanatektischen Magmen, gefolgt von weiterer fraktionierter Kristallisation in situ, entstehen individuelle Intrusionen innerhalb von Granitoidserien ("series trend").

Diese Entwicklungslinie im Sinne der Vorstellungen von BATCHELOR & BOWDEN (1985) weiterzuverfolgen und hieraus ein Gesamtkonzept zur Magmenentwicklung im südlichen Espírito Santo zu erarbeiten, stellt ein lohnendes Ziel für weiterführende Arbeiten dar.

8.3. EIN MODELL ZUR GENESE DER INVERS ZONIERTEN PLUTONE IM SÜDLICHEN ESPIRITO SANTO

Granitschmelzen können sich als normale Folge der Regionalmetamorphose bilden (BROWN & FYFE, 1970; WYLLIE et al., 1976). Außerdem kann auf diese Weise auch ein weites Spektrum granitoider Magmen intermediärer Zusammensetzung entstehen, welche sich aus granitischen Teilschmelzen mit wechselnden Anteilen kristallinen Restitmaterials zusammensetzen ("Restit-Theorie" von CHAPPELL & WHITE, 1977; WYLLIE, 1977; 1981; 1983). Es bestehen allerdings keine Zweifel, daß granitoider Magmatismus innerhalb der Kruste auf tektonothermale Prozesse im Mantel zurückgeht (BOWDEN et al., 1984; FYFE, 1987) und daß am Aufbau großer Batholithgebiete Mantelmaterial beteiligt ist (WYLLIE, 1983).

HILDRETH (1981; p. 10182 ff.) sieht Krustenmagmatismus in aller Regel fundamental beeinflusst von basaltischem Magmatismus. Dieser Prozeß vollzieht sich nach BATCHELOR & BOWDEN (1985) in zwei Stufen: Fraktionierte Kristallisation eines Parentalmagmas tholeiitischer Affinität erzeugt basisch/intermediäre Schmelzen. Diese mischen sich mit Krustenanatektischen Magmen, wobei durch erneute fraktionierte Kristallisation individuelle Plutone innerhalb einer Granitoidserie entstehen können.

In Batholithgebieten dokumentieren basische Intrusiva in Form von Plutonen, Gangschwärmen und mafischen Einschlüssen in Granitoiden diesen Einfluß (vgl. u.a. GASTIL, 1975; PITCHER, 1978; 1985; WALAWENDER & SMITH, 1980; CANTAGREL et al., 1984; REGAN, 1985; DIDIER, 1987). Jedoch bestehen nicht immer Beziehungen in Raum und Zeit zwischen basischem und granitoidem Magmatismus.

Die Wechselbeziehungen zwischen basischen und sauren Magmen sind auch in den großen Batholithgebieten des Ribeira Mobile Belt und seiner nördlichen Fortsetzung (Nordeste Fold Belt) erkennbar (vgl. WERNICK, 1982; 1984; PIRES et al., 1982; WIEDEMANN et al., 1987; JUNHO et al., 1987; JARDIM DE SA et al., 1987; McMURRY et al., 1987; SABATE et al., 1987; SIAL et al., 1987).

In den komplex gebauten Plutonen des südlichen Espírito Santo offenbart sich jedoch der Einfluß basischer Mantelfraktionate auf die Genese granitoider Intrusivserien und die Wechselwirkung krustenanatektischer Magmen auf besonders eindrucksvolle Weise.

In diesem Zusammenhang stellt sich nun die Frage nach der Ursache und Entstehung des inversen Zonarbaus dieser Intrusivkörper.

Ursachen des Zonarbaus von Plutonen

Sofern Plutone einen Zonarbau aufweisen, ist dieser in der Regel normal ausgebildet, d.h. die basischsten Gesteine der Intrusivserien befinden sich außen und/oder an der Basis, die sauersten im Zentrum bzw. in den oberen Bereichen eines Intrusivkörpers. Von zahllosen Beispielen seien hier nur einige wenige genannt: Tuolumne Intrusive Series und Wooley Creek Batholith, Kalifornien (BATEMAN & CHAPPELL, 1979; BARNES et al., 1986), Santa Rosa Super-Unit im peruanischen Küstenbatholith (ATHERTON, 1981), Galloway Plutons, Schottland (STEPHENS & HALLIDAY, 1979).

Der grundlegende Vorgang, der zu normaler Zonierung führt, ist fraktionierte Kristallisation in situ (VANCE, 1961), die am Rand und an der Basis mit den basischsten Gliedern der jeweiligen Abfolge beginnt und sich nach oben und zum Zentrum hin mit der Bildung zunehmend SiO₂-reicherer Gesteine fortsetzt.

Inverser Zonarbau von Plutonen scheint eher eine Ausnahme zu sein. Beispiele beschränken sich auf einige diskordante Plutone in seichten Krustenniveaus (AYUSO, 1984) bzw. subvulkanische Intrusivkörper (FRIDRICH & MAHOOD, 1984; NABELEK et al., 1986). Als Ursache für die inverse Zonierung wird eine Mobilisierung, sog. "resurgence", tieferer und basischer Zonen vertikal differenzierter und zonierter Magmenkammern ("stratified magma chambers") diskutiert (AYUSO, 1984; FRIDRICH & MAHOOD, 1984): Sukzessive Intrusion kompositionell zunehmend basischerer Magmenvolumina aus zunehmend tieferen Zonen einer Magmenkammer führt zu einem kontinuierlichen inversen Zonarbau solcher Intrusivkörper. Rasche Konsolidierung der Intrusivserien verhinderte eine fraktionierte Kristallisation in situ. Auf diese Weise wurde die nachträgliche Bildung eines normalen Zonarbaus verhindert.

Der inverse Zonarbau dieser Plutone spiegelt nach diesen Modellvorstellungen also die vertikale kompositionelle Zonierung einer "geschichteten Magmenkammer" wider sowie den Ablauf des Intrusionsvorgangs. Durch fraktionierte Kristallisation in situ hingegen würden diese Zusammenhänge wieder verschleiert.

Invers zonierte Plutone im südlichen Espírito Santo

Sicherlich läßt sich dieses Modell nicht bedenkenlos auf die invers zonierten Plutone der wesentlich tieferen Krustenniveaus im südlichen Espírito Santo übertragen. Durch Polydiapirismus beispielsweise, also die zeitlich aufeinanderfolgende Intrusion mehrerer Intrusivkörper, die dieselbe Aufstiegsbahn benutzen (vgl. die "preheated passageways" im Sinne von PITCHER, 1979), könnte eine inverse Zonierung vorgetäuscht werden, indem ein jüngerer basischer Pluton in das Zentrum eines älteren, sauren intrudiert. Allerdings ist es sehr unwahrscheinlich, daß genau dieser eine Vorgang bei sämtlichen invers zonierten Plutonen im südlichen Espírito Santo stattgefunden hat. Zumindest beim Santa Angélica-Pluton ist die Intrusion basischer und saurer Magmen einem magmatischen Akt zuzuordnen (Kap. 6.).

Auch die Vorstellung von exakt begrenzten Magmenkammern seichter Krustenniveaus scheint nicht ohne weiteres übertragbar auf die tiefen Krustenniveaus, innerhalb derer, initiiert durch die Intrusion basischer Mantelfraktionate, Anatexis und die Bildung intrusionsfähiger Granitoidschmelzen vor sich gehen.

HODGE (1974) und STEPHANSSON (1975) postulieren eine Zone anatektischer Schmelze, die sich als Aureole um sillartig intrudierte basische Magmenkörper bildet. HILDRETH (1981; figs 12 u. 15) entwirft das Bild einer diffusen Schmelzzone, aufgeheizt durch die Intrusion zahlreicher basischer Intrusivkörper. Innerhalb dieser Zone und beim Aufstieg durch die Kruste finden Fraktionierung der basischen Magmen, Assimilierung und Magmenmischung mit Krustenmaterial sowie erneute Fraktionierung der Hybridmagmen statt.

Die Vorstellung, daß der inverse Bau von Plutonen die ursprüngliche Geometrie der Magmenzone, der er entstammt, widerspiegelt, scheint von dem oben genannten Modell jedoch durchaus übertragbar und auf die komplexen Plutone im südlichen Espirito Santo anwendbar. Die Situation der Genese und Intrusion invers zonierter Plutone ist in Abb. 8.1. in einem Modell schematisch dargestellt: Ein inverser Zonarbau ist demnach bereits im initialen Stadium des Aufwölbens eines intrusionsfähigen Magmenvolumens (vgl. Kap. 7.) vorgezeichnet durch die Konfiguration der Schmelzzone, aus der er sich bildet. Das heißt, daß basische Magmenvolumina, die unterhalb von sauren anatektischen Magmenanteilen lagen, so ins Innere eines Plutons gelangen (vgl. Abb. 8.1.). Daneben können jedoch durchaus zunächst unzonierte basisch/intermediäre oder saure Plutone intrudieren, sofern sich intrusionsfähige unzonierte Magmenvolumina bilden. Magmenmischung und Hybridisierung finden bereits innerhalb der Schmelzzone und/oder innerhalb intrudierender Plutone statt. Hybridisierungsvorgänge können sich jedoch sicherlich mehrfach, in räumlich und zeitlich aufeinanderfolgenden bzw. getrennten Vorgängen abspielen. Auf diese Weise können ältere Hybridmagmen erneut hybridisiert werden.

Die Vielfalt in der Zusammensetzung der sauren Gesteinsanteile der komplexen Plutone (Granite, Granodiorite, (Quarz-)Monzonite, Syenomonzonite), die sich in verschiedenen Entwicklungstrends dokumentiert (Kap. 5.6.3.), lassen sich mit lateral bzw. vertikal unterschiedliche Zusammensetzungen des aufgeschmolzenen Krustenmaterials und/oder durch unterschiedlichen Aufschmelzungsgrade erklären.

Der Aufstiegsprozeß von Magmen innerhalb der Kruste ist als dynamischer komplexer Vorgang zu verstehen (vgl. auch HILDRETH, 1981; BATCHELOR & BOWDEN, 1985); Fraktionierung basischer Mantel-derivate, induziertes Aufschmelzen von Krustenmaterial, Magmenmischung, Assimilierung und Hybridisierung sowie schließlich erneute fraktionierte Kristallisation in situ gehen dabei ineinander über bzw. lösen einander ab. HILDRETH (1981) gebraucht für diese Vorgänge den Ausdruck "fractionation column".

So ist es durchaus vorstellbar, daß ursprünglich invers zonierter Plutone, je nach dem Aggregatzustand der Magmen, im Verlauf ihres Aufstiegs durch die Kruste konvektiv homogenisiert wurden, schließlich bei ihrer endgültigen Platznahme fraktionierte kristallisierten und deshalb letztendlich einen normalen Zonarbau aufweisen.

Auf diese Weise wird eine vorausgegangene Magmenmischung weitgehend verschleiert. Disequilibrium-Strukturen von Einsprenglingen können deshalb unter Umständen die einzigen Anhaltspunkte für eine vorausgegangene Magmenmischung geben. Da jedoch saure Einsprenglinge (ummantelter Quarz und Kalifeldspat) oft völlig resorbiert werden und mafische Einsprenglinge (Pyroxen/Hornblende-Koronastrukturen) re-equilibrieren können, kommt den komplex zonierten Plagioklasen und ihrer Einschlußpopulation eine besondere Bedeutung in dieser Frage zu.

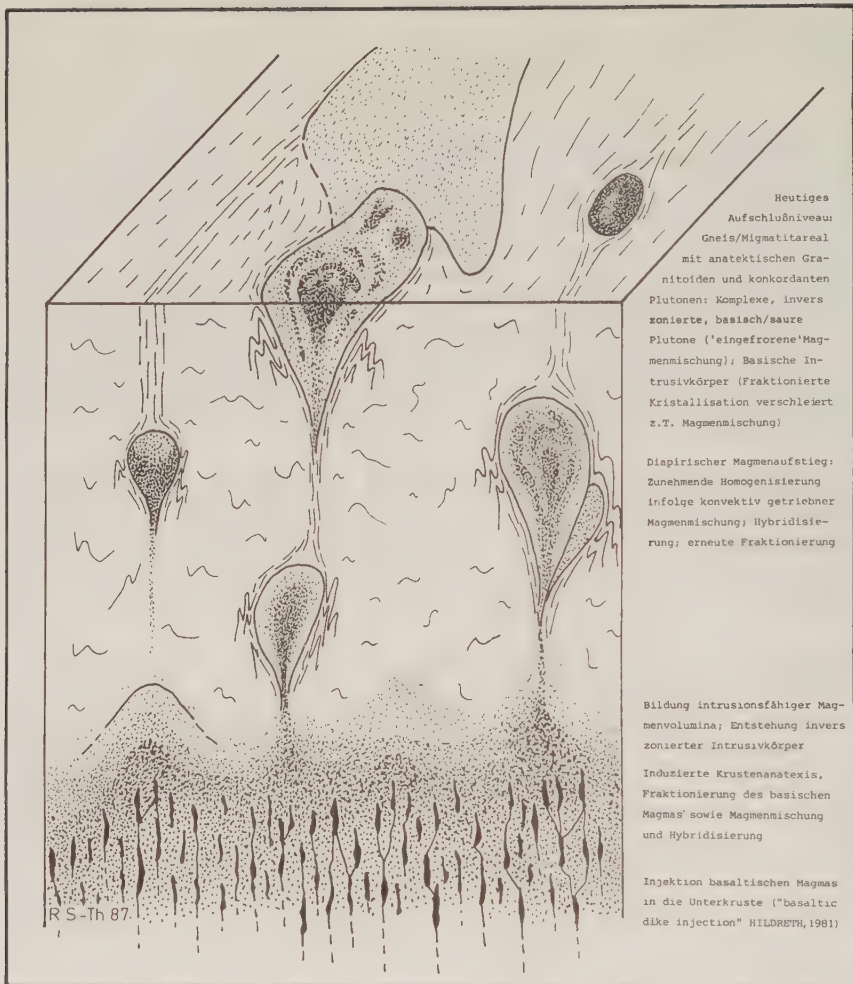


Abb. 8.1. Intrusionsmodell für invers zonierte Plutone im südlichen Espírito Santo. Die Intrusion basischer Mantelfraktionate erzeugt krustenanatektische Magmen. Der inverse Zonarbau der Plutone ist bereits durch die Magmenkonfiguration innerhalb der Aufschmelzungszone vorgezeichnet: Bereits bei der initialen Aufwölbung intrusionsfähiger Magmenvolumina gelangt der basische Magmenanteil in das Innere eines Plutons. Magmenmischung und Hybridisierung können bereits innerhalb der Aufschmelzungszone sowie innerhalb eines intrudierenden Plutons ablaufen. Normaler Zonarbau entsteht durch spätere fraktionierte Kristallisation in situ, wodurch vorher erfolgte Magmenmischung verschleiert werden kann.

Nach den bisherigen Abschätzungen intrudierten die komplexen Plutone im südlichen Espírito Santo in mittlere bis tiefe Krustenniveaus (Kap. 3.). In diesem Gebiet scheinen tiefere Bereiche eines Batholithgebietes exponiert zu sein ("batholithic denudation series" im Sinne von PITCHER, 1979):

Während des Brasiliano-Ereignisses intrudierten große Volumina anatektischer Magmen (z.B. Estrela-Granitoid) sowie eine Vielzahl komplexer Granitoidplutone. Die heutigen Erosionsanschnitte dieser Intrusivkörper repräsentieren wohl Ausschnitte aus dem "Stammbereich" granitoider Diapire.

Innerhalb dieser komplexen Plutone sind die Wechselwirkungen zwischen koexistierenden basischen Mantelfraktionaten in den unterschiedlichsten Stadien konserviert. Im Santa Angélica-Pluton verhinderte die rasche Konsolidierung der kristallreichen Magmen eine fraktionierte Kristallisation in situ, so daß der ursprüngliche inverse Zonarbau bewahrt blieb und Durchmischungsstrukturen basischen und sauren Magmas gewissermaßen "eingefroren" erhalten sind (Kap. 6.). Der Santa Angélica-Pluton und die übrigen komplexen Granitoidplutone im südlichen Espírito Santo repräsentieren, jeder für sich betrachtet, lediglich einen individuellen räumlichen und zeitlichen Ausschnitt von HILDRETH's (1981) "fractionation column". Eine Zusammenschau unter Einbeziehung diverser Intrusivkörper könnte jedoch dazu beitragen, Entwicklungstrends der Magmen herauszuarbeiten (etwa analog dem "source trend" bzw. "series trend" von BATCHELOR & BOWDEN, 1985), um so die Vorgänge beim Aufstieg granitoider Magmen innerhalb der Kruste weiter zu erhellen.

LITERATURVERZEICHNIS

- AHERN, J.L., TURCOTTE, D.L. & OXBURGH E.R. (1981): On the upward migration of an intrusion. - J. Geol., 89: 421-432, Chicago.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (1984): O Pré-Cambriano do Brasil. - Editora Blücher, 378 pp., Sao Paulo
- ALMEIDA, F.F.M.de, HASUI, Y., NEVES, B.B. de B. & FUCK, R.A. (1977): Provincias estruturais brasileiras. - Atas Simp. Geol. Nordeste: 363-391, Campina Grande.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y., NEVES, B.B. de B. & FUCK, R.A. (1981): Brazilian structural provinces: an Introduction. - Earth Sci. Rev., 17: 1-29, Amsterdam
- ARZI, A.A. (1978): Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. - Tectonophysics, 44: 173-184, Amsterdam.
- ATHERTON, M.P. (1981): Horizontal and vertical zoning in the Peruvian Coastal Batholith. - J. Geol. Soc. London, 138: 343-349.
- AYUSO, R.A. (1984): Field relations, crystallization and petrology of reversely zoned granitic plutons in the Bottle Lake Complex, Maine. - USGS Prof. Pap., 1320: 1-58, Washington.
- BARNES, C.G., ALLEN, C.M. & SALEEBY, J.B. (1986): Open- and closed-system characteristics of a tilted plutonic system, Klamath Mountains, California. - J. Geophys. Res., 91, B6: 6073-6090, Richmond.
- BARRIERE, M. (1977): Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany. - J. Geol. Soc. London, 134: 311-324.
- BARRIERE, M. (1981): On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) Subalkaline Granite. - Contrib. Mineral. Petrol., 77: 214-224, Berlin.
- BARTLETT, R.W. (1969): Magma convection, temperature distribution and differentiation. - Am. J. Sci., 267: 1067-1082, New Haven
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - Chem. Geol., 48: 43-55, Amsterdam.
- BATEMAN, R. (1984a): Comment: On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. - Am. J. Sci., 284: 979-980, New Haven.
- BATEMAN, R. (1984b): On the role of diapirism in the segregation, ascent, and final emplacement of granitoid magmas. - Tectonophysics, 110: 211-231, Amsterdam.

- BATEMAN, R. (1985): Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek Granite. - J. Geol., 93: 293-310, Chicago.
- BATEMAN, P.C. & CHAPPELL, B.W. (1979): Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. - Geol. Soc. Am. Bull., 90: 465-482, New York.
- BAYER, P., HORN, H.A., LAMMERER, B., SCHMIDT-THOME, R., WEBER-DIEFENBACH, K. & WIEDEMANN, C. (1986): The Brasiliano Mobile Belt in Southern Espirito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. - Zbl. Geol. Paläont., 9/10: 1429-1439, Stuttgart.
- BAYER, P. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen im Brasilianischen Küsten Mobile Belt, südliches Espirito Santo, unter besonderer Berücksichtigung der Brasiliano-Intrusionen. - Unveröffentl. Dissertation, Universität München, 144 pp.
- BAYER, P., HORN, H.A., LAMMERER, B., SCHMIDT-THOME, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1985): Plutonite von Espirito Santo. - Unveröffentl. DFG-Bericht zum Forschungsvorhaben We 809/3-1, 163pp., München.
- BAYER, P., SCHMIDT-THOME, R., WEBER-DIEFENBACH, K. & HORN, H.A. (1987): Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espirito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton - an example. - Geol. Rdsch., 76: 357-371, Stuttgart
- BELL, B.A. (1983): Significance of ferrodioritic liquids in magma mixing processes. - Nature, 306: 323-327, London.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. - J. Geol., 76: 382-403, Chicago.
- BERNER, H., RAMBERG, H. & STEPHANSSON, O. (1972): Diapirism in theory and experiment. - Tectonophysics, 15: 197-218, Amsterdam.
- BESANG, C., EBERLE, W.G., LAHNER, L., LENZ, H., MOLLAT, H., MÜLLER, P. & PAULSEN, S. (1977): Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo, Brasilien. - Geol. Jb., 24: 149-179, Hannover.
- BOIE, D.C. (1973): Mapa de intensidade magnética total: Minas Gerais e Espirito Santo. Fôlha SF-24-V, 1:500 000. - Convênio geofísica Brasil-Alemanha, Miss. Geol.-Geof. Alemana, Belo Horizonte.
- BOWDEN, P. BATCHELOR, R.A., CHAPPEL, B.W., DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1984): Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. - Phys. Earth Planet. Int., 35: 1-11, Amsterdam.

- BOWEN, N.L. (1922): The reaction principle in petrogenesis. - J. Geol., 30: 177-198, Chicago.
- BOWEN, N.L. (1928): The evolution of igneous rocks. - Princeton Univ. Press, 332pp., New York.
- BRIDGWATER, O., SUTTON, J. & WATTERSON, J. (1974): Crustal down-folding associated with igneous activity. - Tectonophysics, 21: 57-77, Amsterdam.
- BROWN, G.G. & FYFE, W.S. (1970): The production of granitic melts during ultrametamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., 28: 310-318, Berlin.
- BROWN, P.E. & BECKER, S.M. (1986): Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland. - Contrib. Mineral. Petrol., 92: 57-70, Berlin.
- BRUN, J.P. & PONS, J. (1981): Patterns of interference between granite diapirism and regional deformation. - J. Struct. Geol., 3: p. 93, Oxford.
- BUDDINGTON, A.F. (1959): Granite emplacement with special reference to North America. - Geol. Soc. Am. Bull., 70: 671-747, New York.
- BUNSEN, R.W. (1851): Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. - Annals Phys. Chemist., 83: 197-272.
- BUSSEL, M.A. (1985): The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level magma chambers. In: PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (eds): Magmatism at a plate edge. - Blackie & Son Ltd., 128-152, Glasgow.
- BUSSEL, M.A. & PITCHER, W.S. (1985): Structural controls of batholithic emplacement. - In: PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (eds): Magmatism at a plate edge. - Blackie & Son Ltd., 167-176, Glasgow.
- CANTAGREL, K.-M., DIDIER, J. & GOWGAND, A. (1984): Magma mixing: origin of intermediate rocks and 'enclaves' from volcanism and plutonism. - Phys. Earth Planet. Int., 35: 63-76, Amsterdam.
- CASTRO, A. (1984): Emplacement fractures in granite plutons (Central Extremadura Batholith, Spain). - Geol. Rdsch., 73: 869-880, Stuttgart.
- CASTRO, A. (1987): On granitoid emplacement and related structures. A review. - Geol. Rdsch., 76: 101-124, Stuttgart.
- CHAPMAN, C.A. (1962): Diabase-granite composite dikes, with pillow-like structure, Mount Desert Island, Maine. - J. Geol., 70: 539-564.

- CORDANI, U., DELHAL, J. & LEDENT, D. (1973): Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental. (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). - Rev. Bras. Geociênc., 3: 1-22. Sao Paulo.
- COWARD, M.P. (1981): Diapirism and gravity tectonics: report of a Tectonic Studies Group conference held at Leeds University, 25-26 March 1980. - J. Struct. Geol., 3: 89-95, Oxford.
- DALY, R.A. (1903): The mechanics of igneous intrusions. - Am. J. Sci., 16: 107-126, New Haven.
- DEBON, F. (1980): Genesis of the three concentrically-zoned granitoid plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). - Geol. Rdsch., 69: 107-130, Stuttgart.
- DIDIER, J. (1973): Granites and their enclaves. - Developments in Petrology 3: Elsevier, 393 pp., Amsterdam.
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. - Geol. Rdsch., 76: 41-50, Stuttgart.
- DIDIER, J., DUTHON, J.L. & LAMEYRE, J. (1982): Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. - J. Volcan. Geotherm Res., 14: 125-132, Dordrecht.
- DIXON, J.M. (1975): Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structure. - Tectonophysics, 28: 89-124, Amsterdam.
- DRUMMOND, B.J. (1982): Seismic constraints on the chemical composition of the crust of the Pilbara Craton, Northwest Australia. - Rev. Bras. Geociênc., 12: 113-120, Sao Paulo.
- EICHELBERGER, J.C. (1975): Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and other circum-Pacific volcanoes. - Geol. Soc. Am. Bull., 86: 1381-1391, New York.
- EICHELBERGER, J.C. (1978): Andesitic volcanism and crustal evolution. - Nature, 275: 21-27, London.
- FONSECA, M.J.G., SILVA, Z.C.G. da, CAMPOS, D. de A. & TOSATTO, P. (1979): Folhas Rio de Janeiro, Vitória, Iguapé. SF 23, SF 24, SG 23. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo. - Dep. Nac. da Prod. Mineral, 240pp., Brasília.
- FONTES, C.A., NETTO, C., COSTA, M.R.A., BALTASAR, O.F. & SILVA, S.L. da (1981): Projeto Mimoso do Sul. - Rel. Interno CPRM/DNPM, 248pp., Belo Horizonte.
- FRIEDRICH, C.J. & MAHOOD, G.A. (1984): Reverse zoning in the resurgent intrusions of the Grizzly Peak Cauldron, Sawatch Range, Colorado. - Geol. Soc. Am. Bull., 95: 779-787, Boulder.

- FRIEND, C.R.L. (1983): The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, Southern India. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.): Migmatites, melting and metamorphism. - Shiva Publ. Ltd., 264-275, Nantwich.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H. (1977): Speculations on the causes of crustal rifting and subduction, with application to the atlantic margin of Brazil. - Tectonophysics, 42: 29-36. Amsterdam.
- FYFE, W.S. (1987): Granites and thermal structures in the lithosphere. - Geol. Rdsch., 76: 15-22, Stuttgart.
- GAMBLE, J.A. (1979): Some relationship between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary central complex of Slieve Gullion, Northeast Ireland. - J. Volc. Geotherm. Res., 5: 297-316.
- GASTIL, R.G. (1975): Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. - Geology, 3: 361-363, Chicago.
- GERLACH, D.C. & GROVE, T.L. (1982): Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: characterization of endmembers of magma mixing. - Contrib. Miner. Petrol., 80: 147-159, Berlin.
- GOLDIE, R. (1978): Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda area, Quebec. - Can. J. Earth Sci., 15: 132-144, Ottawa.
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. (1971): The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures. - Am. Mineral., 56: 1674-1688, Washington.
- GROUT, F.F. (1945): Scale models of structures related to batholiths. - Am. J. Sci., 243-A: 260-284, New Haven.
- GRUENEWALDT, G. von (1976): Sulfides in the Upper Zone of the Eastern Bushveld Complex. - Econ. Geol., 71: 1324-1336, Lancaster.
- HAGGERTY, S.E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE, D. (ed.), Oxide minerals. - Min. Soc. Am., Rev. in Mineralogy, 3: Hg141-Hg174,
- HALLIDAY, A.N. (1983): Crustal melting and the genesis of isotopically and chemically zoned plutons in the Southern Uplands of Scotland. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds): Migmatites, melting, and metamorphism. - Shiva Publ. Ltd., 326pp., Nantwich.
- HALLIDAY, A.N., STEPHENS, W.E. & HARMON, R.S. (1980): Rb-Sr and O isotopic relationships in 3 zoned Caledonian granitic plutons, Southern Uplands, Scotland: evidence for varied sources and hybridization of magmas. - J. Geol. Soc. London, 137: 329-348.

- HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E. (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. - *Am. Mineral.*, 71: 1297-1313, Washington.
- HARKER, A. (1904): The Tertiary igneous rocks of Skye. - *Mem. Geol. Surv., U.K.*, 1-148, London.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. (1984): Provincia Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (eds.): O Pré-Cambriano do Brasil, 308-344, Editora Blücher, Sao Paulo.
- HIBBARD, M.J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 158-170, Berlin.
- HILDRETH, E.W. (1981): Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. - *J. Geophys. Res.*, 80: 10153-10192, Richmond.
- HODGE, D. (1974): Thermal model for the origin of granitic batholiths. - *Nature*, 251: 297-299.
- HOFFMANN, C. (1977): Granite intruding in granodiorite: an example from the Damara belt, South West Africa. - *Geol. Rdsch.*, 66: 465-477, Stuttgart.
- HOLDER, M.T. (1979): An emplacement mechanism for a posttectonic granite and its implications for their geochemical features. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, C.D. (eds.): Origin of granite batholiths, 116-128, Shiva Publ. Ltd., Nantwich.
- HOLDER, M.T. (1981): Some aspects of intrusion by ballooning: the Ardara Pluton. - *J. Struct. Geol.*, 3: p. 93, Oxford.
- HOLDER, M.T. (1983): Discussion on convection and crystallization in the Criffel-Dalbeattie pluton. - *J. Geol. Soc. London*, 140: 311-313.
- HONJO, N. & LEEMAN, W.P. (1987): Origin of hybrid ferrolatite lavas from Magic Reservoir eruptive center, Snake River Plain, Idaho. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 163-177, Berlin.
- HOPPE A., LAMMERER, B., MÜLLER, G., PFLUG, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1987): Aspectos da geologia e petrologia da Serra do Espinhaço-Sul e entre o Quadrilátero Ferífero e do Cinturão Móvel Brasileiro no sul do Espírito Santo, Brasil. In: MILLER, H. (ed.): Investigaciones Alemanas Recientes en Latinoamérica: Geología, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, 136pp.
- HORN, H.A. (1987): Plutonite in Espírito Santo. Geochemische Untersuchungen an Intrusivkörpern des Brasiliano im Küstengürtel von Espírito Santo. Unveröffentl. Dissertation, Universität München, 312pp.

- HUCKENHOLZ, H.G., LINDHUBER, W. & FEHR, K.F. (1981): Stability relationship of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. - N. Jb. Miner. Abh., 142: 223-247, Stuttgart.
- HUGHES, C.J. (1982): Igneous Petrology. Elsevier, 551pp., Amsterdam.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. & TURNER, J.S. (1982): Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. - Nature, 297: 554-557, London.
- HUTCHISON, W.W. (1970): Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the Central Coast Mountains, British Columbia. - Can. J. Earth Sci., 7: 376-405, Amsterdam.
- HUTCHISON, W.W. (1982): Geology of the Prince Rupert Skeena map area, British Columbia. - Geol. Surv. Can., Mun., 394: 1-116, Ottawa.
- IRVINE, T.N. & BARRAGER, W.R. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Can. J. Earth Sci., 8: 523-548, Ottawa.
- JANARDHAN, A.S., NEWTON, R.C. & HANSEN, E.C. (1982): The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. - Contrib. Mineral. Petrol., 79: 130-149, Berlin.
- JARDIM DE SA, E.F., (1982): Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. 33. Congr. Bras. Geol., Anais: 2787-2814, Rio de Janeiro.
- JARDIM DE SA, E.F. & SA, J.M (1987): Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. - Int. Symp. Granites Ass. Min. (ISGAM), ext. abstr.: 33-48, Salvador (Brazil).
- JORGENSEN, D.B. (1971): Origin of patchy zoning in plagioclase from gabbroic rock of southwestern Oregon. - Geol. Soc. Am. Bull., 82: 2667-2670, New York.
- JOST, H., FRANTZ, J.C. & WERNICK, E. (1984): Implicações geotectônicas da variação composicional, temporal e regional dos granitóides do ciclo Brasileiro do escudo Sul-Riograndense. - 33. Congr. Bras. Geol., Anais: 2978-3000, Rio de Janeiro.
- JUNHO, M.C., WEBER-DIEFENBACH, K., WIEDEMANN, C.M. & PENHA, H.M. (1987): Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades, and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira Mobile Belt, Rio de Janeiro, Brazil. - Int. Symp., Granites Ass. Min. (ISGAM), Manuskript: 10pp., Salvador (Brazil).
- KENAH, C. & HOLLISTER, L.S. (1983): Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.): Migmatites, melting, and metamorphism. - Shiva Publ. Ltd., 326pp., Nantwich.

- KIRKPATRICK, R.J. (1981): Kinetics of crystallization of igneous rocks. In: LASAGA, A.C. & KIRKPATRICK, R.J. (eds.): Kinetics of geochemical processes. - Min. Soc. Am., Rev. in Mineralogy, 8: 321-398, Chelsea (Mich.).
- KOMAR, P.D. (1972): Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. - Bull. Geol. Soc. Am., 83: 973-988, New York.
- KOUCHI, A. & SUNAGAWA, J., (1983): Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. - Nature, 304: 527-528, London.
- KOUCHI, A. & SUNAGAWA, J. (1985): A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. - Contrib. Mineral. Petrol., 89: 17-23, Berlin.
- KOYAGUCHI, T. (1986): Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, South-Western Japan. - Contrib. Mineral. Petrol., 93: 33-45, Berlin.
- KUO, L.C. & KIRKPATRICK, R.J. (1982): Pre-eruption history of phryic basalts from DSDP, legs 45 and 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. - Contrib. Mineral. Petrol., 79: 13-27, Berlin.
- LADWIG, L.: Geologie, Petrographie und Geochemie des Intrusivkomplexes von Itaoca, südliches Espírito Santo, Brasilien (Arbeitstitel). - Unveröff. Diplomarbeit, Universität München (in Vorb.).
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982): Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. - J. Volc. Geotherm. Res., 14: 169-186, Amsterdam.
- LAMMERER, B. (1987): Short notes on a structural section through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil). - Zbl. Geol. Paläont., im Druck.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. - Am. Mineral., 63: 1023-1052, Washington.
- LEAKE, B.E. (1983): Ultrametamorphism, migmatites, melting, and granitoid formation. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.): Migmatites, melting, and metamorphism, Shiva Publ. Ltd., 326pp. Nantwich.
- LOOMIS, T.P. (1982): Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. - Contrib. Mineral. Petrol., 81: 219-229, Berlin.
- LOOMIS, T.P. & WELBER, P.W. (1982): Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase. - Contrib. Mineral. Petrol., 81: 230-239, Berlin.

- LUDKA, J.P.: Contribução à petrografia e geoquímica do complexo intrusiva Jacutinga-Torre, Espírito Santo. - Thesis, Univ. Fed. Rio de Janeiro (in Vorb.).
- MAALOE, S. (1985): Principles of igneous petrology. - Springer Verl., 371pp., Berlin.
- MAALOE, S. (1987): The generation and shape of feeder dykes from mantle sources. - Contrib. Mineral. Petrol., 96: 47-55, Berlin.
- MAALOE, S. & WILLIE, P.J. (1975): Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with waterundersaturated conditions. - Contrib. Mineral. Petrol., 52: 175-191, Berlin.
- MANNA, S.S. & SEN, S.K. (1974): Origin of garnet in the basic granulites around Saltora, W. Bengal, India. - Contrib. Mineral. Petrol., 44: 195-218, Berlin.
- MARSH, B.D. (1978): On the cooling of andesitic magma. - Phil. Trans. R. Soc. London, SerA 288: 611-625.
- MARSH, B.D. (1982): On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. - Am. J. Sci., 282: 808-855, New Haven.
- MARSH, B.D. (1984): Reply: On the mechanics of igenous diapirism, stoping, and zone melting. - Am. J. Sci., 284: 981-984, New Haven.
- MARSHALL, L.A. & SPARKS, R.S.J. (1984): Origins of some mixed magma and net-veined ring intrusions. - J. Geol. Soc. London, 141: 171-182.
- MARTIGNOLE, J. & SCHRIJVER, K. (1971): Association of (Hornblende-)Garnet-Clinopyroxene "Subfacies" of metamorphism and anorthosite masses. - Can. J. Earth Sci., 8: 689-704, Ottawa.
- MASON, D.R. (1986): Magmatic ferromagnesian inclusions in granitoid plagioclase cores, Barrington Tops Granodiorite, New South Wales, Australia. - Am. Mineral., 71: 1314-1321, Washington.
- MASON, G.H. (1985): The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Peru. In: PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (eds.): Magmatism at a plate edge. Blackie & Son Ltd., 328pp., Glasgow.
- McBIRNEY, A.R. & MURASE, T. (1984): Rheological properties of magmas. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12: 337-357, Palo Alto, California.

- McLAREN, A.C. (1984): Transmission electron microscope investigations of the microstructures of microclines. In: BROWN, W.L. (ed.): Feldspars and Feldspathoids. - NATO ASI series C, Mathematic and physical sciences, 137: 373-410, Dordrecht.
- McMURRY, J., LONG, E.L. & SIAL, A.N. (1987): Petrology and isotope systematics of magma crystal mushes: some porphyritic granitoids of North-Eastern Brazil. - Int. Symp. Granites Ass. Miner. (ISGAM), Extended abstracts, 173-176, Salvador (Bahia).
- MEHNERT, K.R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. - Elsevier Publ. Comp., 393pp., Amsterdam.
- MENENSES, P.R. & PARADELLA, W.R. (1976): Sintese geológica preliminar do estado do Espírito Santo. - I. Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, INPE/CNPQ: 479-499, Sao Paulo.
- MEZGER, K., ALTHERR, R., OKRUSCH, M., HENJES-KUNST, F. & KREUZER, H. (1985): Genesis of acid/basic rock associations: a case study. The Kallinthea intrusive complex, Samos, Greece. - Contrib. Mineral. Petrol., 90: 353-366, Berlin.
- MOGESSIE, A. & TESSADRI, R. (1982): A basic computer program to determine the name of an amphibole from an electron microprobe analysis. - Geol. Paläont. Mittlg., 11: 259-289, Innsbruck.
- MOLEN, v.d.J. & PATERSON, M.S. (1979): Experimental deformation of partially-melted granite. - Contrib. Mineral. Petrol., 70: 299-318, Berlin.
- MOORE, J.G. (1963): Geology of the Mount Pinchot quadrangle southern Sierra Nevada, California. - U.S. Geol. Surv. Bull, 1130: 152pp., Washington.
- MURAD, A.: Geología, petrografia e introdução à geoquímica do complexo intrusivo de Conceição de Muqui, Espírito Santo. - Tese de Mestrado, Univ. Fed. Rio de Janeiro (in Vorb.).
- NABELEK, P.I., PAPIKE, J.J. & LAUL, J.G. (1986): The Notch Peak granitic stock, Utah: origin of reverse zoning and petrogenesis. - J. Petrol., 27: 1035-1069, Oxford.
- NANEY, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. - Am. J. Sci., 283: 993-1033, New Haven.
- NANEY, M.T. & SWANSON, S.E. (1980): The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. - Am. Mineral., 65: 639-653, Washington.
- NEUGEBAUER, H.J. & REUTHER, C. (1987): Intrusion of igneous rocks - Physical aspects. - Geol. Rdsch., 76: 89-99, Stuttgart.

- NEWTON, R.C. & HANSEN, E.C. (1983): The origin of Proterozoic and late Archean charnockites - Evidence from field relations and experimental petrology. - Geol. Soc. Am. Mem., 161: 167-187, Boulder.
- PALIVCOVA, M. (1978): Ocellar quartz leucogabbro (Central Bohemian Pluton) and genetic problems of ocellar rocks. - Geol. Zborn. Slov. akad. vied, 29: 19-41, Bratislava.
- PARSONS, J. (1978): Feldspars and fluids in cooling plutons. - Mineral. Mag., 42: 1-17, London.
- PEDREIRA, A.J. (1979): Possible evidence of a Precambrian continental collision in the Rio Pardo basin of eastern Brazil. - Geology, 7: 445-448, Chicago.
- PETRICK, F. (1987): Der Venda Nova-Pluton im südlichen Espírito Santo. Geologische Kartierung und petrographische Bearbeitung des nordöstlichen Teilgebietes sowie Petrographie und Geochemie der Mischungszonen von Syenomonzonit und Gabbro. - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München (in Vorb.).
- PHILLIPS, W.J., FUGE, R. & PHILLIPS, N. (1981): Convection and crystallization in the Criffell-Dalbeattie pluton. - J. Geol. Soc. London, 138: 351-366.
- PHILPOTTS, A.R. (1968): Igneous structures and mechanism for emplacement of Mount Johnson, a Monteregeian intrusion, Quebec. - Can. J. Earth Sci., 5: 1131-1137, Amsterdam.
- PINHEIRO, J.C.F., BROUDI, J.L. & PINHEIRO, S.O. (1978): Granulitos e/ou charnockitos do cinturão atlântico granulítico: Maciços de Aímorez, Itapua, Itaguaçu e Itanhomi. - An. Acad. Bras. Ciênc., 54: 563-573, Rio de Janeiro.
- PIRES, F.R.M., VALENÇA, J.G. RIBEIRO, A. (1982): Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. - An. Acad., Brasil. Ciênc., 54: 563-574, Rio de Janeiro.
- PITCHER, W.S. (1978): The anatomy of a batholith. - J. Geol. Soc. London, 135: 157-182.
- PITCHER, W.S. (1979): The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. - J. Geol. Soc. London, 136: 627-662.
- PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. In: HSÜ, K.J. (ed.): Mountain building processes. - Academic Press, 19-40, London.
- PITCHER, W.S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. - Geol. Rdsch., 76: 51-79, Stuttgart.
- PITCHER, W.S. & BUSSELL, M.A. (1977): Structural control of batholith emplacement in Peru: a review. - J. Geol. Soc. London, 133: 249-256.

- PITCHER, W.S. & BUSSELL, M.A. (1985): Andean dyke swarms: Andesite in synplutonic relationship with tonalite. In: PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (eds.): Magmatism at a plate edge. - Blackie & Son, Ltd., 328pp., Glasgow.
- PIWINSKII, A.J. (1968): Studies of batholithic feldspars: Sierra Nevada, California. - Contrib. Mineral. Petrol., 17: 204-223, Berlin.
- PLAS, v.d. L. & TOBI, A. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - Am. J. Sci., 263: 87-90, New Haven.
- PROJETO RADAMBRASIL (1983): Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro, Vitória. Ministérios das minas e energia, Secretaria-Geral. - Rio de Janeiro, 775pp.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - Contrib. Mineral. Petrol., 73: 207-220, Berlin.
- RAMBERG, H. (1967): Gravity, deformation, and the earth's crust as studied by centrifuged models. - Acad. Press, 214pp., London.
- RAMSAY, J.G. (1981): Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. - J. Struct. Geol., 3: p.98, Oxford.
- REGAN, P.F. (1985): The early basic intrusions. In: PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. & BECKINSALE, R.D. (eds.): Magmatism at a plate edge. - Blackie & Son Ltd., 328pp., Glasgow.
- REID, J.B., EVANS, O.C. & FATES, D.G. (1980): Quenched droplets of basaltic magma in granites of the Pliny Range, N.H. - Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., 12: p.507, New York.
- REID, J.B., EVANS, O.C. & FATES, D.G. (1983): Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. - Earth Planet. Sci. Let., 66: 243-261, Amsterdam.
- RICE, A. (1985): The mechanism of the Mt. St. Helens eruption and speculations regarding soret effects in planetary dynamics. - Geophys. Surveys, 7: 303-384, Dordrecht.
- RYERSON, F.J. & HESS, P.C. (1978): Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. - Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 921-932, London.
- RYERSON, F.J. & HESS, P.C. (1980): The role of P2O5 in silicate melts. - Geochim. Cosmochim. Acta, 44: 611-624.
- SABATE, P., McREATH, J. & GIULIANI, G. (1987): Plutonic associations of north-east Bahia. - Int. Symp. Granites Ass. Min. (ISGAM), Excursion guide: 91-122, Salvador (Bahia).

- SAKUYAMA, M. (1979): Evidence of magma mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. - J. Volcan. Geotherm. Res., 5: 179-208,
- SCHARBERT, H.G. (1963): Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. - Tscherma's Mineral. Petrogr. Mittlg., Folge VIII: 591-598, Wien.
- SCHMIDT-THOME, R. (1981): Geologische Kartierung, Petrographie und Geochemie der Titanomagnetite und ihrer Trägergesteine in der Subzone D, Obere Zone des Bushveld Complex, nördlich Roossenekal, Eastern Transvaal. - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München, 126pp.
- SCHMIDT-THOME, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1987): Evidence for "frozen-in" magma mixing in Brasiliano calc-alkaline intrusions: the Santa Angélica-Pluton, Southern Espírito Santo, Brazil. - Rev. Bras. Geociênc., 17 (im Druck), Sao Paulo.
- SCHMIDT-THOME, R. & BAYER, P.: Deformation around the Santa Angélica pluton, Espírito Santo, Brazil: evidence for diapiric ascent. (in Vorb.)
- SCHOBHENHAUS, C., ALMEIDA CAMPOS, D., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (1984): Geologia do Brasil. Mapa Geológica do Brasil 1:2 1:2 500 000. Minist.das Minas e Energia - Dep. Nac.da Prod. Min., Brasilia, 501pp.
- SCHULZ-KUHNT, D. (1985): Petrographische Untersuchungen einer Zone amphibolit- und granulitfazieller Gesteine im Raum Jaquerí, östliches Minas Gerais, Brasilien. - Unveröff. Dissertation, Technische Universität Clausthal, 169pp.
- SHAW, H.R. (1965): Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. - Am. J. Sci., 263: 120-152, New Haven.
- SHAW, H.R. (1980): Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: HARGRAVES, R.B.(ed.): Physics of magmatic processes. - Princeton Univ. Press, 202-264, New York.
- SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. & MARIANO, G. (1987): Proterozoic granitoids, western Pernambuco and Paraíba states, northeast Brazil. - Int. Symp. Granites Ass. Min. (ISGAM), Excursion guide: 9-32, Salvador (Bahia).
- SIGA, O., TEIXEIRA, W., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & DELHAL, J. (1982): O padrao geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a Norte do Rio do Janeiro, Brasil. - V. Congr. Latinamér. Geol., Argentina, Actas, I, 349-370.
- SILVA, J.N.de & FERRARI, P.G. (1976): Projeto Espírito Santo - Relatório Final. - Comp. Pesquisa. Rec. Min. (CPRM), 285pp. Belo Horizonte.

- SIMON, J.L. & SORIANO, A. (1986): Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain. - *Geol. Mag.*, 123: 45-57. Chicago.
- SÖLLNER, F., LAMMERER, B., WEBER-DIEFENBACH, K. & HANSEN, B.T. (1987): The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brasil. - *Zbl. Geol. Paläont.* (im Druck).
- SPARKS, R.S.J. (1983): Mixed-up magmas. - *Nature*, 306: 315-316, London.
- SPARKS, R.S.J., SIGURDSSON, H. & WILSON, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. - *Nature*, 267: 315-318, London.
- SPRY, A. (1983): Metamorphic textures. - Pergamon Press, 350pp., London.
- STEPHANSSON, O. (1975): Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden. - *Precamb. Res.*, 2: 189-214, Amsterdam.
- STEPHANSSON, O. (1977): Granite diapirism in Archean rocks. - *J. Geol. Soc. London*, 132: 357-361.
- STEPHENS, W.E. & HALLIDAY, A.N. (1979): Compositional variation in the Galloway Plutons. - In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (eds.): *Origins of granite batholiths, geochemical evidence.* - Shiva Publ. Ltd., 148pp., Nantwich.
- STEPHENS, W.E. & HALLIDAY, A.N. (1980): Discontinuities in the composition surface of a zoned pluton, Criffell, Scotland. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 165-170, New Haven.
- STOUT, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. - *J. Petrol.*, 50: 1-23, Chicago.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. - *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33, Amsterdam.
- STULL, R.J. (1979): Mantled feldspars and synneusis. - *Am. Mineral.*, 64: 514-518, Washington.
- SWANSON, S.E. (1977): Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures. - *Am. Mineral.*, 62: 966-978, Washington.
- TAYLOR, T.R., VOGEL, T.A. & WILBAND, J.T. (1980): The composite dikes at Mount Desert Island, Maine: An example of coexisting acidic and basic magmas. - *J. Geol.*, 88: 433-444, Chicago.
- THOMPSON, R.N. (1969): Tertiary granites and associated rocks of the Marsco area, Isle of Skye. - *Geol. Soc. Quart. J.*, 124: 349-385, London.

- THOMPSON, R.N. (1980): Askja, 1875, Skye 56 Ma: Basalt-triggered, plinian, mixed-magma eruptions during the emplacement of the Western Redhills Granites, Isle of Skye, Scotland. - *Geol. Rdsch.*, 69: 245-262, Stuttgart.
- THOMPSON, R.N. (1984): Tertiary granites and associated rocks of the Marsco area, Isle of Skye. - *Quart. J. Geol. Soc.*, 124: 349-385, London.
- TINDLE, A.C. & PEARCE, J.A. (1981): Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 78: 196-207, Berlin.
- TÖPFNER, CH.: Der Venda Nova-Pluton im südlichen Espírito Santo, Brasilien. Geologische Kartierung und petrographische Bearbeitung des Südostteils sowie geochemische-petrographische Bearbeitung des "charnockitischen" Gesteinsgürtels. - Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München (in Vorb.).
- TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. (1981): Brazil-Africa geological links. - *Earth Sci. Rev.*, 17: 155-176, Amsterdam.
- TSUCHIYAMA, A. (1985): Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89: 1-16, Berlin.
- TULLIS, J. (1983): Deformation of feldspars. In: RIBBE, P.H. (ed.): *Feldspar mineralogy*. - *Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy*, 2: 297-324,
- TURNER, J.S. & CAMPBELL, J.H. (1986): Convection and mixing in magma chambers. - *Earth Sci. Rev.*, 23: 255-352, Amsterdam.
- VALLEY, J.W. & ESSENE, E.J. (1980): Calc-silicate reactions in Adirondack marbles: the role of fluids and solid solutions: Summary. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 114-117, New York.
- VANCE, J.A. (1961): Zoned granitic intrusions - an alternative hypothesis of origin. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1723-1728, New York.
- VANCE, J.A. (1965): Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. - *J. Geol.*, 73: 636-651, Chicago.
- VANCE, J.A. (1969): On Synneusis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 7-29, Berlin.
- VERNON, R.M. (1984): Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. - *Nature*, 309: 438-439, London.
- VOGEL, T.A. (1982): Magma mixing in the acidic-basic complex of Ardnamurchan: implications on the evolution of shallow magma chambers. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 411-423, Berlin.

- VOGEL, T.A. & WALKER, B.M. (1975): The Tichka Massif, Morocco: an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. - *Lithos*, 8: 29-38, Oslo.
- VOGEL, T.A., WILLIAMS, E.R., PRESTON, J.K. & WALKER, B.M. (1976): Origin of the late Paleozoic plutonic massifs in Morocco. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1753-1762, New York.
- VOGEL, F.A., YOUNKER, L.W., WILBAND, J.T. & KAMPMUELLER, E. (1984): Magma mixing: the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87: 321-241, Berlin.
- WALAWENDER, M.J. (1976): Petrology and emplacement of Los Pinos pluton, southern California. - *Canad. J. Earth Sci.*, 13: 1288-1300, Ottawa.
- WALAWENDER, M.J. & SMITH, T.E. (1980): Geochemical and petrological evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges Batholith, Southern California. - *J. Geol.*, 88: 233-242, Chicago.
- WALAWENDER, M. J., HOPPLER, H., SMITH, T.E. & RIDDLE, C. (1979): Trace element evidence for contamination in an gabbro-norite-quartz diorite sequence in the Peninsular Ranges batholith. - *J. Geol.*, 87: 87-97, Chicago.
- WALKER, D. & DE LONG, S.E. (1982): Soret separation of mid ocean ridge basalt magma. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 231-240, Berlin.
- WALKER, G.P.L. & SKELHORN, R.R. (1966): Some associations of acid and basic igneous rocks. - *Earth Sci. Rev.*, 2: 93-109, Amsterdam.
- WATSON, E.B. (1976): Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 119-134, Berlin.
- WATSON, E.B. (1982): Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 73-87, Berlin.
- WATSON, E.B. & JUREWICZ, S.R. (1984): Behavior of alcalies during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. - *J. Geol.*, 92: 121-131, Chicago.
- WEINBERG, R. (1986): Mapeamento litofaciológico da porção NW do corpo intrusivo de Castelo - introdução à petrografia e geoquímica. - Unveröff. relatório, Univ. Fed. Rio de Janeiro, 86pp.
- WEISS, S. (1986): Petrogenese des Intrusivkomplexes von Ballachulish, Westschottland: Kristallisationsverlauf in einem zonierten Kaledonischen Pluton. - Unveröff. Dissertation, Univ. München, 228pp.

- WERNICK, E. (1982): Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides Brasileiros do sul do Brasil. - 32. Congr. Bras. Geol., Anais, 2: 490-499, Salvador.
- WERNICK, E. (1983): Tipos de complexos granitóides Brasileiros do sul do Brasil. - Geociências, 2: 75-85, São Paulo.
- WERNICK, E. (1984): Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. - 33. Congr. Bras. Geol., Anais: 2738-2756, Rio de Janeiro.
- WHALEN, J.B. & CURRIE, K.L. (1984): The Topsails igneous terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing. - Contrib. Mineral. Petrol., 87: 319-329, Berlin.
- WHITE, A.J. & CHAPPELL, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granulite genesis. - Tectophysics, 43: 7-22, Amsterdam.
- WHITEHEAD, A. & LUTHER, D.S. (1975): Dynamics of laboratory diapir and plume models. - J. Geophys. Res., 80: 705-717, Richmond.
- WIEBE, R.A. (1973): Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. - Am. J. Sci., 273: 130-151, New Haven.
- WIEBE, R.A. (1974): Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. J. Geol., 82: 74-87, Chicago.
- WIEBE, R.A. (1980): Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain Anorthositic Complex. - J. Geol., 88: 197-209, Chicago.
- WIEBE, R.A. (1984): Commingling magmas in the Bjerkrem-ogndal lopolith (South-West Norway): Evidence for the compositions of residual liquids. - Lithos, 17: 171-188, Oslo.
- WIEBE, R.A. & WILD, T. (1983): Fractional crystallization and magma mixing in the Tegalak layered intrusion, the Nain Anorthosite Complex, Labrador. - Contrib. Mineral. Petrol., 84: 327-344, Berlin.
- WIEDEMANN, C. & LUDKA, J.P. (1984): Contribuição à geologia e petrografia do complexo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Espírito Santo. - 33. Congr. Bras. Geol., Anais: 2723-2738, Rio de Janeiro.
- WIEDEMANN, C., WEBER-DIEFENBACH, K. & LUDKA, P. (1986): Introdução à geoquímica de elementos maiores, menores e traços de complexo Jacutinga-Torre, Mimoso do Sul, Espírito Santo. - Rev. Bras. Geociênc. 16, São Paulo.
- WIEDEMANN, C., BAYER, P., HORN, H.A., LAMMERER, B., LUDKA, J.P., SCHMIDT-THOME, R. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1986): Maciços intrusivos do Sul do Espírito Santo e seu contexto regional. Rev. Bras. Geociênc. 16: 24-37, São Paulo.

- WIEDEMANN, C.M., WEBER-DIEFENBACH, K. & LAMMERER, B. (1987): Zoned diapirs within the late Precambrian Ribeira Belt. - Int. Symp. Granites Ass. Min. (ISGAM), extended abstracts: 47-52, Salvador (Bahia).
- WIKSTRÖM, A. (1984): A possible relationship between augen gneisses and postorogenic granites in SE Sweden. - J. Struct. Geol., 6: 409-415, Oxford.
- WIKSTRÖM, A. (1987a): Magmatic diapirism of granites in south-eastern Sweden. - Intern. Symp. Granites Ass. Mineral., (ISGAM), extended abstracts: 119-120, Salvador.
- WIKSTRÖM, A. (1987b): Magmatic diapirism of granites in south-eastern Sweden. - Unveröff. Manuskript, Intern. Symp. Granites Ass. Mineral., 10pp., Salvador.
- WIKSTRÖM, A. & AARO, S. (1986): The Finspång augen gneiss massif. - Sver. Geol. Undersökn., Ser. C., 813: 1-39, Uppsala.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - Enke Verl., 382pp, Stuttgart.
- WINKLER, H.G.H. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks (5th edition). - Springer Verl., 348pp., New York.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965): Stability of biotite: experiment, theory and application. - Am. Mineral., 50: 1228-1272, Washington.
- WONES, D.R. & GILBERT, M.C. (1982): Amphiboles in the igneous environment. In: VELBEN, D.R. & RIBBE, P.H. (eds.): Amphiboles and experimental phase relations. - Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, 9B: 355-389,
- WYLLIE, P.J. (1977): Crustal anatexis: an experimental review. - Tectonophysics, 43: 41-71, Amsterdam.
- WYLLIE, P.J. (1981): Plate tectonics and magma genesis. - Geol. Rdsch., 70: 128-158, Stuttgart.
- WYLLIE, P.J. (1983): Experimental and thermal constraints on the deep-seated parentage of some granitoid magmas in subduction zones. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds.): Migmatites, melting, and metamorphism. - Shiva Publ. Ltd., 326pp., Nantwich.
- WYLLIE, P.J. & COX, K.B. (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. - J. Petrol., 3: 238-243, Chicago.
- WYLLIE, P.J., HUANG, W.-L., STERN, C.R. & MAALOE, S. (1976): Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. - Can. J. Earth Sci., 13: 1007-1019, Ottawa.

- YUND, R.A. & TULLIS, J. (1980): The effect of water, pressure and strain on Al/Si order-disorder kinetics in feldspar. - Contrib. Mineral. Petrol., 72: 297-302, Berlin.
- ZEIL, W. (1986): Südamerika. - Enke Verl., 160pp., Stuttgart.
- ZEN, E. & HAMMARSTROM, J.M. (1984): Magmatic epidote and its petrologic significance. - Geology, 12: 515-518, Chicago.

ANHANG

Liste der im Text und im Anhang verwendeten Abkürzungen

Ab	Albitkomponente der Plagioklase bzw. Kalifeldspäte
Akz ges.	Gesamtanteil der Akzessorien
All	Allanit (Orthit)
Amph	Amphibol
An	Anorthitkomponente der Plagioklase bzw. Kalifeldspäte
An (K)	Anorthitgehalt im Kern zonierter Plagioklase
An (R)	Anorthitgehalt am Rand zonierter Plagioklase
An (Mat)	Anorthitgehalt von Matrixplagioklasen
Apa	Apatit
Bio	Biotit
Carb	Carbonate
Cc	Calcit
en	Enstatitkomponente der Pyroxene
Esprgl.	Einsprenglinge
fs	Ferrosilitkomponente der Pyroxene
Gew%	Gewichts-Prozente
Gra	Granat
Hbl	Hornblende
Kfsp	Kalifeldspat
Kpx	Klinopyroxen
LDI	Längen/Dicken-Index
mf.	mafisch
Mkl	Mikroklin
Mol%	Molekular-Prozente
Myrm	Myrmekeit
Opx	Orthopyroxen
Or	Orthoklaskomponente der Plagioklase bzw. Kalifeldspäte
P _{fluid}	Druck der Fluidphasen
Plag	Plagioklas
P _{total}	Gesamtdruck
Px	Pyroxen
Qz	Quarz
Ser/Ep	Serizit/Epidot
Sill	Sillimanit

Tit	Titanit
Vol%	Volumen-Prozente
wo	Wollastonitkomponente der Pyroxene
Zir	Zirkon
Zo	Zoisit

Erläuterungen zu den Modalanalysen

Neben dem Gesamtanteil der Akzessorien (Akz ges.) sind die Anteile von Akzessorien 2 Vol% gesondert aufgeführt. Spurenanteile von Mineralphasen sind mit + gekennzeichnet.

Die Zeile 'Punkte' bezeichnet die Gesamtzahl der ausgezählten Punkte pro Schliff.

An (K) und An (R) geben den Schwankungsbereich der Anorthitgehalte zoniierter Plagioklase im Kern (K) bzw. am Rand (R) an, An (Mat) den Anorthitgehalt von Matrixplagioklasen.

In der letzten Zeile ist der Volumenanteil von Einsprenglingen (Esprgl.) porphyrischer Gesteine angegeben. Der (geschätzte) Anteil von Kalifeldspateinsprenglingen (Kfsp) ist eigens bezeichnet.

Tab. Ia: MODALANALYSEN des ESTRELAGRANITOIDS

	P 382	P 386	P 390	P 536B	P 550	P 540B	J 003
Plag	49.5	49.2	57.5	53.7	48.4	49.3	49.3
Kfsp	12.0	8.2	4.8	5.5	9.8	8.3	6.5
Qz	24.7	30.8	22.5	25.4	24.7	24.4	25.2
Opx	-	-	-	-	-	-	-
Kpx	-	-	-	-	-	-	-
Hbl	3.0	3.3	2.9	3.5	+	6.4	3.2
Bio	8.2	6.2	10.2	7.1	12.9	9.3	12.6
Erz	0.3	0.7	+	0.7	1.6	0.2	0.4
Apa	0.5	0.3	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7
Tit	0.3	0.9	0.5	0.8	1.1	0.3	0.7
Akz ges.	1.5	0.4	1.0	3.0	1.0	1.2	1.4
Zir	+	-	+	0.3	+	+	+
All	+	+	+	+	+	+	+
Ser/Ep	+	+	+	2.5	-	-	1.2
Carb	-	-	-	-	-	-	-
Myrm	-	-	-	+	-	+	-
Punkte	787	1302	1366	1048	1097	1062	915

Tab. Ib : MODALANALYSEN des GABBRODIORITES (P 487B, R 244B: feinkörnige Varietät)
(P 055, P 007B, P 244, P 180A, P 487B, P 317A, P191, P 322: grobkörnige Varietät)

	P 055	R 244B	P 244	P 180A	P 487A	P 487B	P 317A	P 191	P 007B	P 322
Plag	49.6	63.6	48.0	45.5	65.9	56.9	48.5	56.5	55.9	47.6
Kfsp	1.6	0.2	5.2	11.0	0.9	12.0	7.3	0.9	2.8	4.1
Qz	3.9	0.8	6.6	4.3	1.0	1.4	2.6	0.6	2.1	7.2
Opx	3.8	2.8	1.8	3.1	1.9	3.5	3.8	4.9	2.6	1.8
Kpx	9.5	9.6	7.6	8.2	10.8	9.4	9.8	15.0	6.8	9.8
Hbl	-	+	-	+	+	+	-	-	-	-
Bio	16.7	15.0	19.4	16.0	8.8	6.4	17.4	16.4	21.7	22.3
Erz	6.9	6.4	5.0	5.1	7.3	5.4	4.3	1.6	5.9	4.9
Ap	5.7	1.6	2.8	2.8	1.9	2.5	3.1	3.1	1.4	1.9
Tit	+	-	-	+	-	-	+	+	-	-
Akz ges.	2.3	+	3.6	4.0	1.5	2.5	3.0	0.5	0.2	0.4
Zir	+	-	+	+	-	+	+	-	-	-
Ser/Ep	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-
Carb	+	+	+	-	-	-	+	-	-	+
Myrm.	0.8	-	2.0	2.8	-	+	1.5	+	+	+
Punkte	4000	1000	4000	2000	2500	1500	1000	1532	1073	1000
An (K)	55-48		56-47	55-42	56-41	55-40	53-42			56-37
An (R)	42-35		35-28	40-30	35-27	37-29	36-30			37-27
An (Mat)					32-28					
Esprgl.					56.3					

Tab. Ic : MODALANALYSEN der GRANITE: ALLANIT-GRANIT

	P 014B	P 276	P 056D	P 485B	P 354	R 222	P 353	R 228D	R 228G	P 525A	R 380A8	R 380C1
Plag	30.0	29.4	31.4	23.4	21.1	38.8	40.1	22.2	23.0	27.8	27.7	24.4
Kfsp	32.9	35.0	27.2	34.0	33.5	18.6	29.9	41.0	29.6	35.9	42.9	43.1
Qz	22.3	31.0	25.5	38.0	38.9	29.8	15.6	27.6	33.4	26.9	17.6	22.4
Hbl	-	-	0.7	0.7	-	1.6	-	-	1.6	-	+	0.2
Bio	5.9	2.4	9.4	1.6	2.5	8.6	8.1	5.4	9.0	5.5	6.8	5.2
Erz	2.0	0.8	2.1	0.7	1.6	1.0	2.0	0.2	1.6	1.4	0.7	1.6
Apa	0.9	+	0.6	+	+	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.7	0.4
Tit	2.6	0.2	1.7	0.2	0.9	1.0	2.0	1.7	1.2	1.4	2.0	1.7
Akz ges.	3.4	1.1	1.4	1.4	1.5	0.4	2.0	1.5	0.4	1.4	1.6	1.0
Zir	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	+
All	1.2	+	+	+	+	+	0.4	+	+	+	0.2	0.3
Ser/Ep	2.2	+	+	+	-	+	1.4	1.0	+	+	0.8	0.7
Myrm	+	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+
Punkte	1000	1000	1000	2000	1100	1100	1200	1200	1000	1000	950	850
Esprgl.	40-50				40-50			> 50			30-40	40-50

Tab. Ic : MODALANALYSEN der GRANITE: ALLANIT-GRANIT (R 380C2, R 410K, R 410M, R 410O) TITANIT-GRANIT (R 400, R 392A, P 450A, P452B, R 228H)

	R 380C2	R 410K	R 410M	R 410O	R 400	R 392A	P 450A	R 452B	R 228H
Plag	21.3	21.1	22.8	32.9	29.2	31.7	29.6	40.5	30.8
Kfsp	45.8	43.2	36.5	27.7	30.8	29.9	35.3	19.2	35.0
Qz	24.8	23.7	33.0	17.4	26.7	24.0	22.4	24.6	21.7
Hbl	-	-	0.8	4.0	-	-	-	-	-
Bio	4.3	7.7	4.3	11.3	8.6	7.8	7.8	10.3	5.8
Erz	1.3	1.6	0.9	2.1	+	2.4	1.4	1.7	1.4
Apā	0.3	0.4	0.3	1.1	+	1.0	+	0.9	0.6
Tit	1.6	0.3	0.8	3.0	2.7	2.0	0.7	1.6	1.0
Akz ges.	0.6	2.7	0.6	0.5	2.0	1.2	2.8	1.2	3.7
Zir	+	+	+	+	+	+	+	+	+
All	+	+	+	-	+	+	+	-	+
Ser/Ep	+	-	+	+	-	+	2.0	+	1.9
Myrm	-	-	+	+	+	+	+	+	+
Punkte	1000	1500	1500	1000	1000	1250	1500	1000	1000
Esprgl.	40-50	40-50	30-40						

Tab. Id: MODALANALYSEN der HYBRIDGESTEINE

	R 380A1	R 380A4	R 380A5	R 380A7	R 380B1	R 410A	R 410C	R 410D	R 410E	R 410H	R 410I	R 410R
Plag	46.8	48.0	40.2	45.8	41.1	43.0	34.7	30.0	29.5	34.8	44.9	39.7
Kfsp	9.2	10.1	13.2	8.9	18.7	8.4	11.0	20.1	19.4	13.6	7.5	7.7
Qz	10.0	12.0	15.5	13.5	12.9	13.6	7.7	21.7	19.7	8.7	6.7	8.2
Opx	-	-	-	-	-	0.4	+	-	-	-	-	-
Kpx	+	-	-	-	-	1.7	+	-	-	-	-	-
Hbl	15.4	12.2	12.6	0.2	9.1	10.3	17.9	11.4	11.6	4.7	1.3	18.7
Bio	12.6	11.3	12.0	22.0	12.5	14.2	20.2	10.1	11.5	27.4	26.5	13.0
Erz	2.7	1.9	2.3	3.0	2.1	5.7	3.7	3.0	4.5	2.8	3.5	4.3
Apa	1.7	1.2	1.9	1.5	1.9	1.7	1.4	1.4	2.0	2.2	3.2	3.9
Tit	0.9	2.0	1.6	3.9	1.0	0.5	2.8	1.7	1.1	5.4	5.7	2.6
Akz ges.	0.7	1.2	0.7	0.8	1.0	0.5	0.6	0.6	0.7	0.4	0.7	2.0
Zir	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
All	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-	+
Ser/Ep	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+
Myrm	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+
Punkte	814	1050	753	825	1375	1000	1300	1200	1200	750	750	3000
An (K)		40-30				46-35	37-31	41-32				46-40
An (R)		28-23				27-22	25-21	27-23				30-25
An (Mat)	27-25	25				30-20	25	25-22	25-22			25
mf. Esprgl.												
Kfsp												
25-35						45.9						

Tab. Id : MODALANALYSEN der HYBRIDGESTEINE

	P 489	P 317B	P 328A	P 342A	P 339B	P 056B	P 481B	P 491	R 244A	R 240B	R 240A	P 310A	P 310E
Plag	50.9	59.2	49.2	54.4	49.6	33.9	38.6	41.7	39.7	46.7	46.4	35.3	45.6
Kfsp	1.6	5.4	8.8	1.1	1.2	23.7	19.7	9.3	14.6	4.0	1.3	18.0	0.8
Qz	2.7	1.7	10.3	8.0	1.8	11.7	13.3	7.8	33.9	7.9	5.9	11.8	5.6
Opx	4.8	3.9	0.8	0.3	-	-	-	+	+	-	+	-	+
Kpx	11.3	8.7	5.1	4.0	+	-	-	1.6	1.1	-	+	-	1.6
Hbl	8.5	+	2.0	10.9	18.7	16.1	13.2	20.7	+	6.9	22.2	14.5	20.4
Bio	13.6	11.6	13.8	14.1	14.2	6.4	9.7	9.3	8.4	21.3	19.8	13.3	22.0
Erz	3.1	6.1	6.6	2.8	2.3	4.5	2.7	6.3	0.3	3.4	2.0	4.7	1.6
Apa	1.3	1.4	2.5	2.3	1.4	2.0	1.0	1.7	+	3.7	1.2	1.5	1.6
Tit	+	0.2	0.2	0.4	0.3	1.3	0.8	1.1	-	4.6	1.7	+	+
Akz ges.	2.2	1.9	0.7	1.7	0.5	0.4	1.1	0.5	2.0	1.5	0.6	0.9	0.8
Zir	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
All	-	+	+	-	+	+	+	-	+	-	+	+	-
Ser/Ep	+	-	+	+	+	+	-	-	-	+	+	-	-
Carb	1.5	-	-	0.5	-	-	-	+	-	-	+	-	-
Myzm	+	0.9	+	0.6	+	+	+	+	+	+	+	-	+
Punkte	1702	1000	900	1086	1138	1650	1000	1500	1000	1140	1000	1000	1000
An (K)	58-39		50-35	53-33	50-30				52-37	46-33	48-30		56-33
An (R)	35-27		38-23	31-23	33-26				36-24	27-22	27-20		35-26
An (Mat)	32-25		35-29		30-21						30-20		27-22
mf. Espr.	59.5				42.5						43.1		

Tab. Id.: MODALANALYSEN der HYBRIDGESTEINE und SYNPLUTON: GABBROGÄNCE

	P 310E	P 286A	R 406	P 335B	P 452C	R 402A	R 402C	R 402B	P 056A	R 256G	P 056F
Plag	45.6	45.0	28.6	51.5	51.4	41.5	35.4	37.5	37.5	56.2	57.4
Kfsp	0.2	2.6	32.5	3.2	1.8	12.9	21.5	26.0	20.1	0.6	0.2
Qz	5.6	13.2	21.4	4.1	6.0	13.5	21.8	18.5	15.9	0.8	2.0
Opx	+	+	-	-	0.8	-	-	-	-	4.4	3.4
Kpx	1.6	4.2	-	-	3.3	-	-	-	-	21.6	28.0
Hbl	20.4	0.2	1.0	22.4	13.5	6.2	1.1	0.5	4.1	-	+
Bio	22.0	24.5	8.7	14.2	14.0	15.7	12.3	11.1	13.2	6.0	+
Erz	1.6	6.8	2.2	1.8	5.2	2.9	2.4	1.7	3.8	8.0	3.8
Apā	1.6	3.0	1.0	0.9	2.7	1.6	1.6	1.5	1.8	1.6	1.2
Tit	+	0.2	2.9	1.1	+	4.8	3.0	2.3	2.9	-	-
Akz ges.	0.8	0.3	1.7	0.8	1.3	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8	4.0
Zir	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-
All	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-
Ser/Ep	-	+	0.6	+	+	-	-	-	+	+	2.6
Myzm	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+
Punkte	1000	1000	1000	1160	1000	1000	1000	1000	900	1000	1000
An (K)	56-33	52-32		47-33	50-36	37-28					55-49
An (R)	35-26	35-25		37-25	31-25	26-24					47-40
An (Mat)	30-20	27-22		30-23	25-20	25-20					
mf.Espr.			Kfsp 15-25		38.5	Kfsp 5-10	Kfsp 15-20	Kfsp 15-20			

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN von PLAGIOKLASEN

Probe	Kornprofil											
	Kern			Rand			Kern			Rand		
	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A
(Gew%)												
SiO ₂	56.60	56.56	56.62	59.10	59.30	59.19	57.55	57.25	57.03	58.69	59.18	
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	-	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	-	
Al ₂ O ₃	27.39	27.02	27.32	25.29	24.99	25.39	25.98	26.31	26.14	25.84	25.14	
FeO _{tot}	0.10	0.13	0.12	0.10	0.12	0.24	0.11	0.12	0.11	0.11	0.16	
MgO	0.07	0.06	0.04	0.02	0.10	0.04	0.06	0.03	0.03	0.12	-	
CaO	10.23	9.99	9.98	7.39	6.90	7.12	9.13	9.00	9.26	8.25	6.91	
K ₂ O	0.21	0.23	0.25	0.33	0.31	0.22	0.29	0.30	0.30	0.30	0.33	
Na ₂ O	5.97	6.39	6.14	7.36	7.76	7.81	6.48	6.65	6.64	7.27	7.62	
Total	100.59	100.41	100.50	99.59	99.51	100.04	99.62	99.58	99.56	100.61	99.34	

(Mol%)

Or	1.2	1.2	1.4	1.9	1.7	1.2	1.6	1.7	1.7	1.6	1.9	
Ab	50.7	53.0	51.9	63.1	65.9	65.7	55.3	55.9	55.5	60.6	65.4	
An	48.1	45.8	46.7	35.0	32.4	33.1	43.1	42.4	42.8	37.9	32.8	

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe	Kern		Rand		Kern		Rand	
	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B
(Gew%)								
SiO ₂	55.41	55.97	55.91	56.14	55.27	55.27	57.39	
TiO ₂	0.02	0.01	0.04	0.01	0.31	0.31	-	
Al ₂ O ₃	28.41	28.12	27.68	27.59	27.44	27.44	27.53	
FeO _{tot}	0.06	0.05	0.13	0.13	0.08	0.08	0.10	
MgO	0.04	0.03	0.07	0.05	0.04	0.04	0.07	
CaO	10.65	10.11	9.93	10.05	10.46	10.46	9.40	
K ₂ O	0.27	0.28	0.27	0.30	0.24	0.24	0.23	
Na ₂ O	5.70	6.23	6.21	5.98	5.81	5.81	6.26	
Total	100.28	100.80	100.24	100.26	99.65	99.65	101.10	

(Mol%)								
Or	1.5	1.5	1.5	1.7	1.3	1.3	1.6	
Ab	48.5	51.9	52.3	50.9	49.5	49.5	53.8	
An	50.0	46.6	46.2	47.4	49.2	49.2	44.6	

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe	Kern		Rand		Matrix-Plagioklasse						Plag. aus Granit	
	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489
(Gew%)												
SiO ₂	52.98	54.16	56.89	53.74	59.71	59.46	61.17	59.71	61.38	61.02	58.96	59.92
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	-	0.04	-	0.02	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	26.94	27.62	25.43	26.11	23.41	24.15	24.11	22.20	23.95	24.29	23.89	24.00
FeO _{tot}	0.67	-	0.14	4.82	0.17	0.13	0.11	2.03	0.24	0.29	0.08	0.06
MnO	0.02	0.03	-	0.06	0.03	0.02	0.03	-	0.06	-	0.03	-
MgO	0.49	0.06	0.04	0.66	0.03	0.06	0.17	1.64	-	-	0.02	0.06
CaO	10.54	10.26	8.20	5.71	5.60	6.41	6.32	5.99	6.28	6.28	5.83	5.70
K ₂ O	0.23	0.28	0.34	0.34	0.41	0.33	0.29	0.28	0.19	0.28	0.33	0.33
Na ₂ O	5.20	5.57	6.49	6.52	7.78	8.05	7.99	7.13	8.09	8.23	8.03	8.06
Total	97.09	98.04	97.57	97.99	97.16	98.67	100.19	99.02	100.19	100.41	97.19	98.16
(Mol%)												
Or	1.4	1.6	2.5	2.6	2.4	1.8	1.6	1.7	1.1	1.6	1.9	1.9
Ab	46.5	48.8	57.7	65.9	69.8	66.2	68.5	67.1	69.2	69.3	70.0	70.5
An	52.1	49.6	40.3	31.9	27.7	30.0	29.9	31.2	29.7	29.7	29.2	28.1

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe (Gew%)	Kornprofil											
	Kern			Rand			Kern			Rand		
	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489	P 489
SiO ₂	53.07	53.78	53.99	53.30	52.78	54.32	58.49	52.46	54.69	52.81	56.24	55.93
TiO ₂	-	-	0.14	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.05	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	27.94	28.37	27.98	27.72	28.62	27.56	25.36	28.97	27.57	28.79	26.33	26.64
FeO _{tot}	0.12	0.10	0.33	0.13	0.12	0.07	0.19	0.14	0.13	0.31	0.09	0.25
MnO	0.05	-	-	-	0.02	-	0.02	0.03	-	0.05	-	-
MgO	0.04	0.05	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.03	-
CaO	11.47	11.16	11.07	11.21	12.29	9.99	6.96	11.60	9.90	11.57	9.24	9.17
K ₂ O	0.21	0.21	0.20	0.19	0.18	0.24	0.39	0.20	0.22	0.23	0.34	0.32
Na ₂ O	5.07	5.37	5.50	5.25	4.87	5.93	7.44	4.96	5.59	5.13	6.64	6.42
Total	97.97	99.03	99.26	97.87	99.49	98.18	98.91	98.41	98.18	99.01	98.79	98.81

(Mol%)

Or	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.6	2.2	1.1	1.3	1.3	1.9	1.8
Ab	43.9	46.0	46.8	45.3	41.3	51.1	64.5	43.1	49.9	43.9	54.8	54.9
An	54.9	52.8	52.1	53.5	57.6	47.6	33.3	55.7	48.8	54.8	43.3	43.3

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe	Kern		Mitte		Rand		Mitte		Kern		Kern		Rand	
	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E	R 310E
(Gew%)														
SiO ₂	54.36	53.54	53.50	53.50	53.64	54.67	58.72	54.18	59.69					
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.02	0.03	0.04	0.01					
Al ₂ O ₃	27.49	28.85	28.58	28.58	28.26	27.81	25.21	29.55	24.87					
FeO	0.38	0.10	0.09	0.09	0.11	0.13	0.20	0.10	0.04					
MnO	-	0.03	-	-	-	-	-	0.04	0.02					
MgO	0.17	0.06	0.05	0.05	0.03	0.06	0.09	0.06	0.07					
CaO	10.42	11.57	12.09	12.09	11.86	10.23	6.97	11.40	6.31					
K ₂ O	0.20	0.17	0.17	0.17	0.20	0.18	0.26	0.20	0.41					
Na ₂ O	5.71	5.03	5.05	5.05	5.39	5.75	7.50	5.26	7.94					
Total	98.73	99.35	99.53	99.53	99.49	98.85	98.98	99.83	99.36					

(Mols)														
Or	1.1	1.0	0.9	0.9	1.1	1.0	1.5	1.3	2.3					
Ab	49.2	43.6	42.6	42.6	44.6	49.9	65.1	45.0	67.9					
An	49.6	55.4	56.4	56.4	54.3	49.1	33.4	53.9	29.8					

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLIASE

Probe	Plagioklas-Saum									
	Matrix-Plag.		außen		innen		außen		innen	
	P 489	P 489	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A
(Gew%)										
SiO ₂	58.53	59.11	60.92	60.65	61.32	60.37	60.44	59.48	59.74	60.78
TiO ₂	0.05	0.02	-	0.05	-	-	-	-	0.05	-
Al ₂ O ₃	24.63	24.11	23.68	23.76	24.21	24.12	24.36	24.65	23.04	24.56
FeO _{tot}	0.13	0.15	0.10	0.11	0.08	0.10	0.18	0.04	0.12	0.13
MnO	0.02	0.04	-	-	-	0.02	-	-	-	-
MgO	0.08	-	0.04	0.06	0.02	0.06	0.08	0.04	0.35	0.04
CaO	6.82	5.78	6.31	6.27	5.82	5.51	6.28	6.65	6.10	6.29
K ₂ O	0.46	0.44	0.26	0.26	0.20	0.24	0.17	0.27	0.19	0.22
Na ₂ O	7.76	7.83	8.34	8.32	8.93	8.43	8.43	8.47	8.39	8.58
Total	98.48	97.55	99.65	99.48	100.58	98.85	99.94	99.60	97.98	100.60
(Mol%)										
Or	2.6	2.6	1.4	1.4	1.1	1.4	0.9	1.4	1.0	1.2
Ab	65.6	69.2	69.5	69.6	72.7	72.5	70.2	68.7	70.6	70.3
An	31.8	28.2	29.1	28.9	26.2	26.2	28.9	28.8	28.4	25.9

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe	Matrix - Plag.		Rand	Kern		Rand	Kern		Rand	Kern		Matrix - Plag.	
	R 380A	R 380A		R 410M	R 410M		R 410M	R 410M		P 557B	P 557B		
(Gew%)													
SiO ₂	60.93	60.89	62.78	62.72	62.74	62.35	62.92	63.02	62.33	62.84	62.43	62.80	61.49
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.03	0.01	0.04	-	0.04	-	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	23.62	23.57	22.90	22.52	23.10	23.65	23.00	22.80	22.71	23.30	24.20	23.97	23.48
FeO _{tot}	0.05	0.05	0.10	0.05	0.07	0.04	0.10	0.08	0.05	0.09	0.13	0.11	0.10
MgO	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.07	0.03	0.15	0.69	0.25	0.32	0.32	0.10
CaO	6.59	6.11	4.42	4.65	4.38	4.90	4.36	4.86	4.68	4.50	4.58	5.04	4.79
K ₂ O	0.21	0.22	0.23	0.18	0.30	0.30	0.34	0.34	0.27	0.21	0.19	0.19	0.14
Na ₂ O	8.60	8.63	9.37	9.27	9.26	9.06	9.20	9.35	9.08	9.25	9.08	9.26	9.35
Total	99.96	99.52	99.86	99.35	99.89	100.40	99.96	100.64	99.81	100.48	101.20	101.70	99.51
(Mol%)													
Or	1.1	1.2	1.3	0.99	1.7	1.6	1.9	1.8	1.5	1.1	1.1	1.0	0.8
Ab	69.5	71.0	78.3	77.8	78.0	75.7	77.8	76.3	76.7	77.9	76.4	76.1	77.3
An	29.4	27.8	20.4	21.2	20.4	22.6	20.4	21.9	21.6	20.9	22.6	22.9	21.9

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLASE

Probe	Kern				Kornprofil				Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
	R 410A	R 410A	R 410A	R 410A	R 410A	R 410A	R 410A	R 410A										
(Gew%)																		
SiO ₂	60.77	61.03	59.89	56.60	58.12	60.13	60.48	60.60	60.41	60.12	60.41	60.50	60.12	60.12	60.41	60.12	60.50	60.12
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	0.04	-	-	0.04	-	-	0.04	-	-
Al ₂ O ₃	24.65	24.65	24.40	26.35	25.58	24.04	23.90	24.82	24.32	24.53	24.32	24.62	24.53	24.53	24.32	24.53	24.62	24.53
FeO _{tot}	0.13	0.11	0.14	0.11	0.10	0.10	0.11	0.12	0.07	0.11	0.07	0.11	0.12	0.11	0.07	0.11	0.11	0.12
MnO	0.03	-	0.05	0.02	0.02	0.02	-	-	0.04	-	0.04	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.07	-	0.07	0.04	0.04	-	0.07	-	0.04	0.04
CaO	6.23	6.17	6.48	9.02	8.38	6.19	6.16	5.63	5.79	5.85	5.79	5.82	5.63	5.85	5.79	5.85	5.82	5.63
K ₂ O	0.43	0.37	0.41	0.26	0.27	0.28	0.22	0.22	0.27	0.21	0.27	0.25	0.22	0.21	0.27	0.21	0.25	0.22
Na ₂ O	8.21	8.33	7.88	6.64	7.18	8.11	8.47	8.26	8.08	8.33	8.08	8.24	8.26	8.33	8.08	8.33	8.24	8.26
Total	100.49	100.69	99.31	99.03	99.68	98.91	99.39	99.71	99.05	99.19	99.05	99.58	99.71	99.19	99.05	99.19	99.58	99.71

(Mol%)

Or	2.4	2.0	2.3	1.5	1.5	1.6	1.2	1.3	1.6	1.2	1.6	1.4	1.3	1.2	1.6	1.2	1.4	1.3
Ab	68.8	69.5	67.2	56.3	59.9	69.2	70.5	71.5	70.5	71.2	70.5	70.9	71.5	71.2	70.5	71.2	70.9	71.5
An	28.8	28.5	30.5	42.3	38.6	29.2	28.3	27.0	27.9	27.6	27.9	27.7	27.0	27.6	27.9	27.6	27.7	27.0

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLAISE

Probe	Rand			Kornprofil			Kern			Matrix - Plagioklase					
	R 401R	R 410R	R 410R	R 410R	R 410R	R 410R	R 401R	R 401R	R 410Q	R 410R	R 410R	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q
(Gew%)															
SiO ₂	60.43	60.40	59.09	58.59	57.53	60.26	60.77	60.19	59.78	61.51	52.30	62.84			
TiO ₂	-	-	-	0.06	-	-	0.02	0.01	0.01	0.01	-	-			
Al ₂ O ₃	24.68	24.66	24.93	25.46	27.13	24.48	24.49	24.73	24.76	23.56	23.40	23.12			
FeO _{tot}	0.12	0.10	0.51	0.07	0.10	0.09	0.10	0.07	0.09	0.05	0.09	0.10			
MnO	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
MgO	0.03	0.02	0.08	0.04	0.05	0.02	0.10	0.03	0.06	0.08	0.16	0.07			
CaO	6.15	6.27	6.32	7.58	8.71	6.47	6.38	6.34	5.92	5.37	5.42	5.47			
K ₂ O	0.19	0.23	0.28	0.23	0.19	0.21	0.29	0.33	0.22	0.24	0.30	0.28			
Na ₂ O	8.43	8.26	8.11	7.53	7.09	8.38	8.26	8.20	8.35	8.69	8.53	8.84			
Total	99.94	99.94	99.32	99.72	100.80	99.92	100.40	99.91	99.19	99.51	100.20	100.72			
(Mol%)															
Or	1.1	1.3	1.6	1.3	1.0	1.2	1.6	1.8	1.2	1.3	1.6	1.5			
Ab	70.5	69.6	68.9	63.6	58.9	69.8	69.00	68.8	70.9	73.6	72.8	73.4			
An	28.4	29.2	29.6	35.1	40.1	29.0	29.4	29.4	27.8	25.1	25.7	25.1			

Tab. IIa: MIKROSONDENANALYSEN der PLAGIOKLAASE

Probe	Kornprofil						Plagioklas - Saum					
	Kern		Rand		außen		innen		außen		innen	
	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	P 557B	P 557B	P 557B	P 557B	P 557B	P 557B	P 557B	P 557B
(Gew%)												
SiO ₂	56.61	57.45	59.54	59.91	61.93	62.19	62.63	61.25	60.23	61.49	62.15	61.15
TiO ₂	0.03	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	26.42	26.26	24.59	24.58	23.13	23.37	23.04	22.62	23.20	23.42	23.41	24.10
FeO _{tot}	0.09	0.06	0.03	-	0.14	0.08	0.02	0.08	0.14	0.07	0.05	0.06
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-
MgO	0.11	0.02	0.09	0.09	0.13	0.05	0.09	0.59	0.38	0.16	0.11	0.05
CaO	9.23	8.13	6.95	6.76	5.18	5.01	4.52	4.69	4.83	4.75	5.05	5.20
K ₂ O	0.15	0.14	0.18	0.14	0.19	0.20	0.13	0.11	0.17	0.19	0.13	0.21
Na ₂ O	6.46	7.05	7.95	8.04	8.74	9.01	9.53	9.10	8.91	8.88	9.33	8.78
Total	99.10	99.16	99.33	99.52	99.44	99.94	99.96	98.44	97.88	98.96	100.23	99.55
(Mol%)												
Or	0.8	0.8	1.0	0.8	1.1	1.1	0.7	0.6	0.9	1.0	0.7	1.1
Ab	55.4	60.5	66.8	67.6	74.5	75.6	78.7	77.4	76.2	76.4	76.4	74.5
An	43.8	38.8	32.3	31.5	24.4	23.3	20.6	22.0	22.8	22.6	22.9	23.9

Tab. IIa/IIb: MIKROSENDENANALYSEN von PLAGIOKLAS und KALIFELDSPÄTEN

Probe	Plag. - Saum		Rand		Zonierter Kalifeldspat				Kern	
	außen	innen								
	P 557B	P 557B	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M
(Gew%)										
SiO ₂	61.45	61.25	64.15	67.10	64.28	65.43	65.11	65.80	64.70	
TiO ₂	0.02	-	0.05	0.07	0.02	0.09	0.03	-	0.04	
Al ₂ O ₃	23.83	22.62	18.46	19.77	18.91	18.47	18.31	18.23	18.43	
FeO _{tot}	0.06	0.08	-	0.04	0.04	0.04	-	-	0.04	
MnO	-	-	-	-	-	0.02	-	0.03	-	
MgO	0.21	0.59	0.03	0.07	0.03	0.04	0.03	-	-	
CaO	5.10	4.69	0.03	0.40	0.01	0.06	-	0.01	0.02	
K ₂ O	0.13	0.11	14.52	3.54	14.29	13.44	15.57	13.32	15.28	
Na ₂ O	8.90	9.10	1.26	8.88	1.41	1.91	0.70	2.38	0.05	
Total	99.70	98.44	98.50	99.87	98.99	99.50	99.75	99.77	99.36	

(Mol%)

Or	0.7	0.6	88.2	20.4	86.9	82.0	93.6	78.6	92.1
Ab	75.4	77.4	11.6	77.7	13.0	17.7	6.4	21.3	7.8
An	23.9	22.0	0.2	1.9	0.1	0.3	-	0.1	0.1

Tab. IIb: MIKROSONDENANALYSEN der KALIFELDSPÄTE

Probe	Matrix			Kfsp - Einsprengling			Kfsp - Einsprenglinge					
	R 380A	R 380A	R 380A	R 380A	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q
(Gew%)												
SiO ₂	62.72	63.46	63.63	62.75	65.17	64.37	63.33	63.22	63.99	64.08	64.13	
TiO ₂	0.04	-	0.04	0.03	0.01	-	-	0.03	-	0.07	0.08	
Al ₂ O ₃	18.75	18.73	18.58	18.50	18.21	18.46	18.47	18.13	18.14	18.44	18.93	
FeO _{tot}	0.05	0.03	0.05	0.07	-	0.07	0.05	0.02	0.07	0.05	0.06	
MgO	0.48	0.07	0.11	0.27	0.06	0.04	0.09	0.07	0.09	0.04	0.05	
CaO	0.16	-	0.06	0.01	-	-	-	-	-	0.03	0.03	
K ₂ O	11.90	14.14	13.98	14.21	15.53	14.56	14.94	15.33	15.00	14.51	14.63	
Na ₂ O	2.96	1.58	1.52	1.31	0.74	1.09	0.96	0.68	0.97	1.41	1.30	
Total	97.06	98.03	97.97	97.21	99.72	98.59	97.84	97.48	98.26	98.62	99.21	
(Mol%)												
Or	72.0	85.5	85.6	87.6	93.3	89.8	91.1	93.7	91.0	87.0	88.0	
Ab	27.2	14.5	14.1	12.4	6.7	10.2	8.9	6.3	9.0	12.8	11.9	
An	0.8	-	0.3	0.1	-	-	-	-	-	0.2	0.1	

Tab. IIb: MIKROSONDENANALYSEN der KALIFELDSPÄTE

Probe	Rand		Zonierter Kalifeldspat				Kern	
	P 050B	P 050B	P 050B	P 050B	P 050B	P 050B	P 050B	P 050B
(Gew%)	64.87	64.67	64.94	64.52	64.42	64.42	64.42	64.42
SiO ₂	64.87	64.67	64.94	64.52	64.42	64.42	64.42	64.42
TiO ₂	0.03	0.02	0.01	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.48	19.43	19.81	18.87	18.12	18.12	18.12	18.12
FeO _{tot}	-	0.04	-	0.02	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	0.20	0.16	0.19	0.43	0.29	0.29	0.29	0.29
CaO	-	0.62	1.25	0.03	-	-	-	-
K ₂ O	15.48	8.42	6.04	13.45	15.92	15.92	15.92	15.92
Na ₂ O	0.78	5.96	6.83	2.93	0.28	0.28	0.28	0.28
Total	99.82	99.32	99.07	99.71	99.61	99.61	99.61	99.61

(Mol%)

Or	93.1	46.8	34.6	78.6	92.7
Ab	6.9	50.3	59.4	21.2	7.3
An	-	2.9	6.0	0.2	-

Tab. IIC: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE

Probe	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487A	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B	P 487B
(Gew%)	Opx	Kpx	Kpx	Kpx	Opx	Kpx	Kpx	Kpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	50.45	51.95	52.23	51.86	47.60	51.59	51.76	51.39	52.01	51.44	51.52	51.88					
TiO ₂	1.03	0.17	0.11	0.21	0.13	0.30	0.29	0.09	0.11	0.14	0.17	0.25					
Al ₂ O ₃	5.22	1.51	1.24	1.61	0.68	1.51	1.57	0.75	0.76	0.84	0.78	0.71					
Cr ₂ O ₃	-	0.06	-	-	-	-	-	0.02	-	0.03	0.03	0.02					
FeO _{tot}	21.31	9.28	9.18	9.13	24.41	10.67	9.97	23.39	22.28	23.94	24.13	23.84					
MnO	0.68	0.57	0.55	0.49	1.22	0.48	0.48	1.21	1.17	0.96	0.98	1.02					
MgO	16.95	14.26	14.64	14.07	20.52	14.28	14.25	22.30	21.27	21.66	21.43	21.80					
CaO	4.31	22.03	22.17	22.58	3.96	21.34	21.28	0.61	2.37	0.83	0.72	1.03					
Na ₂ O	0.18	0.50	0.40	0.51	-	0.55	0.52	0.05	0.06	-	-	-					
Total	100.13	100.33	100.52	100.46	98.52	100.72	100.66	99.81	100.03	99.84	99.76	100.55					

(Mol%)

en	53.0	40.3	40.0	39.7	55.3	40.1	40.1	62.2	60.0	60.7	60.4	60.7
fs	37.3	14.8	14.4	14.5	37.0	16.8	15.7	36.6	35.2	37.6	38.1	37.2
wo	9.7	44.9	44.6	45.8	7.7	43.1	44.2	1.2	4.8	1.9	1.5	2.1

Tab. IIC: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE

Probe	P 487B Opx	P 487B Opx	P 487B Opx	P 487B Kpx	P 487B Kpx	P 487B Opx	P 489 Opx	P 489 Opx	P 489 Opx	P 489 Kpx	P 489 Kpx
(Gew%)											
SiO ₂	51.47	51.68	50.72	50.78	51.39	52.10	50.68	50.28	50.66	50.70	50.38
TiO ₂	0.16	0.11	0.10	0.29	0.27	0.10	0.19	0.17	0.18	0.16	0.17
Al ₂ O ₃	0.85	1.38	0.95	2.01	2.30	0.80	0.64	0.67	0.62	1.28	1.13
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.05	0.04
FeO _{tot}	24.40	23.59	24.66	11.77	10.30	23.89	28.29	28.88	28.20	12.04	12.42
MnO	1.09	0.86	1.19	0.48	0.49	1.20	0.89	0.99	0.95	0.41	0.51
MgO	22.32	21.53	22.22	13.97	14.37	21.95	18.79	18.97	19.01	13.39	13.80
CaO	0.69	0.69	0.63	21.23	21.21	0.61	1.47	1.07	1.74	21.29	20.25
Na ₂ O	-	0.03	-	0.51	0.57	-	-	-	-	0.52	0.45
Total	100.98	99.87	101.47	101.04	100.90	100.63	100.95	101.03	101.39	99.84	99.15

(Mol%)

en	61.0	60.5	60.9	39.0	40.6	61.3	52.6	52.8	52.7	37.8	38.1
fs	37.6	37.2	37.9	18.4	16.3	37.5	44.4	45.1	43.8	19.0	19.7
wo	1.4	2.1	1.2	42.6	43.1	1.2	3.0	2.1	3.5	43.2	41.2

Tab. IIC: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE

Probe	R 410A Kpx	R 410A Kpx	R 410A Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx	P 310E Kpx
(Gew%)										
SiO ₂	52.04	52.10	51.88	52.15	52.37	52.63	50.88	50.91	51.34	53.30
TiO ₂	0.15	0.16	0.13	0.10	0.09	0.12	0.54	0.31	0.11	0.10
Al ₂ O ₃	1.21	1.25	1.12	0.84	1.12	1.03	3.41	2.29	0.88	0.92
Cr ₂ O ₃	0.04	-	-	0.03	0.03	-	-	-	0.05	-
FeO _{tot}	10.37	10.69	10.20	8.96	9.45	9.52	9.97	10.60	9.61	8.99
MnO	0.59	0.66	0.57	0.57	0.56	0.60	0.47	0.52	0.61	0.61
MgO	12.88	12.90	13.11	14.22	13.67	13.82	13.99	14.64	14.05	13.63
CaO	22.32	22.36	22.95	22.79	23.26	23.18	20.34	18.86	22.36	22.06
Na ₂ O	0.61	0.68	0.66	0.51	0.58	0.60	0.84	0.75	0.49	0.47
Total	100.21	100.80	100.62	100.17	101.12	101.50	100.44	98.88	98.50	100.09
(Mol%)										
en	37.1	36.9	37.1	39.9	38.3	38.6	40.9	42.9	39.6	39.5
fs	16.8	17.1	16.2	14.1	14.9	16.4	17.4	15.1	15.1	14.6
wo	46.1	46.0	46.7	46.0	46.9	45.5	42.7	39.7	45.3	45.9

Tab. IId: MIKROSENDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der AMPHIBOLE

Probe	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 380A	R 380A	P 557B	P 557B
(Gew%)							
SiO ₂	41.33	43.20	43.34	40.81	41.43	41.79	41.07
TiO ₂	1.51	1.52	1.55	1.38	1.43	1.09	0.98
Al ₂ O ₃	10.22	8.54	8.35	10.20	9.99	10.01	10.16
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.04	-
FeO _{tot}	18.84	17.49	17.36	19.49	19.34	20.04	21.92
MnO _{tot}	0.66	0.67	0.64	0.36	0.29	0.33	0.36
MgO	9.72	10.87	10.98	9.33	9.49	9.77	8.67
CaO	11.83	11.85	11.72	11.40	11.38	11.02	11.67
K ₂ O	1.41	1.16	1.15	1.31	1.32	1.54	1.42
Na ₂ O	1.57	1.68	1.59	1.53	1.37	1.68	1.69
Total	97.09	96.90	96.68	95.81	96.04	97.91	97.94
(23 O)							
Si ^{IV}	6.63	6.57	6.61	6.34	6.40	6.37	6.29
Al ^{IV}	1.67	1.43	1.39	1.66	1.59	1.63	1.70
Al ^{VI}	0.17	0.10	0.11	0.20	0.22	0.17	0.13
Ti	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.12	0.11
Cr	-	-	-	-	-	0.01	-
Fe ³⁺	0.41	0.25	0.22	0.41	0.36	0.40	0.56
Fe ²⁺	1.99	1.99	2.11	2.13	2.23	2.23	2.24
Mn	0.08	0.09	0.08	0.05	0.04	0.04	0.05
Mg	2.22	2.47	2.49	2.16	2.19	2.22	1.98
Ca	1.94	1.93	1.91	1.90	1.88	1.80	1.92
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	0.27	0.22	0.22	0.26	0.26	0.30	0.28
Na	0.46	0.50	0.47	0.46	0.41	0.50	0.50

Tab. IId: MIKROSONDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der AMPHIBOLE

Probe	R 410A	R 410A	R 410R	R 410R	R 410R	R 410M	R 410M	R 410M	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q
(Gew%)												
SiO ₂	42.76	42.57	43.12	43.02	42.45	41.07	41.07	41.07	41.63	41.60	41.94	41.69
TiO ₂	1.39	1.30	1.41	1.45	1.33	1.11	1.11	1.23	0.72	1.50	1.28	1.20
Al ₂ O ₃	10.23	9.62	9.22	9.34	9.57	8.96	8.96	9.19	9.32	9.73	9.93	9.95
Cr ₂ O ₃	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05
FeO _{tot}	17.73	17.01	17.19	17.71	16.94	20.01	20.01	20.18	20.33	18.87	19.09	18.81
MnO	0.34	0.33	0.57	0.52	0.50	0.77	0.77	0.73	0.88	0.68	0.65	0.68
MgO	10.95	11.15	11.53	10.99	11.25	9.53	9.53	9.42	8.72	9.65	9.92	9.96
CaO	11.46	11.90	11.98	11.76	11.40	11.35	11.35	11.37	11.62	11.69	11.81	11.83
K ₂ O	1.34	1.31	1.24	1.34	1.28	1.45	1.45	1.51	1.51	1.35	1.38	1.28
Na ₂ O	1.49	1.58	1.54	1.69	1.53	1.95	1.95	2.06	1.90	1.38	1.39	1.60
Total	97.76	96.77	97.80	97.82	96.25	96.25	96.25	96.76	96.63	96.45	97.39	97.73
(23 O)												97.38
Si	6.46	6.46	6.47	6.49	6.48	6.40	6.40	6.38	6.48	6.40	6.38	6.49
Al	4.54	4.53	4.53	4.50	4.52	4.60	4.60	4.62	4.52	4.60	4.62	4.50
Al ^{VI}												
Ti	0.28	0.19	0.10	0.16	0.20	0.49	0.49	0.63	0.19	0.67	0.16	0.21
Cr	0.01	0.15	0.16	0.17	0.15	0.13	0.13	0.15	0.08	0.18	0.15	0.14
Fe ³⁺	0.24	0.32	0.42	0.25	0.31	0.41	0.41	0.35	0.28	0.40	0.48	0.29
Fe ²⁺	1.95	1.83	1.74	1.97	1.85	2.20	2.20	2.28	2.36	2.02	1.95	2.09
Mn	0.04	0.04	0.07	0.07	0.06	0.10	0.10	0.10	0.12	0.09	0.84	0.09
Mg	2.46	2.52	2.58	2.47	2.56	2.21	2.21	2.18	2.02	2.21	2.25	2.25
Ca	1.86	1.94	1.93	1.90	1.86	1.89	1.89	1.89	1.94	1.93	1.93	1.92
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.29	0.29	0.30	0.30	0.26	0.27	0.25
Na	0.44	0.46	0.45	0.49	0.43	0.59	0.59	0.62	0.57	0.41	0.41	0.47
												0.52

Tab. IIId: MIKROSENDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der AMPHIBOLE

Probe (Gew%)	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	R 410A	R 410A
SiO ₂	44.55	45.75	43.81	48.17	48.35	44.10	48.84	47.11	49.14	45.80	43.14	42.13	
TiO ₂	1.60	1.67	0.73	0.64	0.68	1.64	0.80	1.33	0.85	1.25	1.48	1.38	
Al ₂ O ₃	8.68	8.62	8.98	6.80	6.27	9.51	6.29	8.95	5.46	7.33	9.29	9.37	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.03	0.06	-	0.14	0.02	0.06	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	14.72	14.72	14.91	13.01	12.68	14.80	12.67	12.23	11.71	13.98	17.44	17.57	
MnO _{tot}	0.32	0.32	0.36	0.37	0.37	0.31	0.42	0.40	0.39	0.33	0.38	0.35	
MgO	13.02	13.09	13.21	15.47	15.51	12.75	15.48	15.61	16.72	13.82	11.50	11.21	
CaO	12.19	12.26	11.46	11.85	12.10	12.17	12.08	11.74	11.77	12.35	11.93	11.94	
K ₂ O	0.87	0.86	0.94	0.56	0.31	0.98	0.51	0.55	0.41	0.79	1.31	1.31	
Na ₂ O	1.30	1.43	1.35	1.02	1.00	1.46	1.12	1.26	0.99	1.18	1.67	1.58	
Total	97.32	98.57	95.76	97.92	97.33	97.72	98.71	97.20	97.50	96.83	98.14	96.84	
(23 O)													
Si ^{IV}	6.60	6.71	6.59	6.97	7.02	6.53	7.01	6.88	7.09	6.79	6.47	6.40	
Al ^{IV}	1.39	1.29	1.41	1.03	1.00	1.46	0.99	1.12	0.91	1.21	1.53	1.59	
VI													
Al ^{VI}	0.13	0.20	0.18	0.13	0.09	0.19	0.77	0.74	0.02	0.07	0.11	0.80	
Ti	0.19	0.17	0.08	0.07	0.07	0.18	0.09	0.15	0.09	0.14	0.17	0.16	
Cr	-	-	-	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.01	-	-	-	
Fe ³⁺	0.35	0.20	0.50	0.36	0.39	0.30	0.32	0.29	0.34	0.37	0.35	0.48	
Fe ²⁺	1.48	1.62	1.38	1.21	1.15	1.54	1.21	1.20	1.07	1.36	1.84	1.75	
Mn	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	
Mg	2.89	2.86	2.96	3.37	3.36	2.82	3.29	3.40	3.60	3.05	2.57	2.54	
Ca	1.94	1.93	1.85	1.84	1.88	1.93	1.85	1.84	1.82	1.96	1.92	1.94	
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K	0.16	0.15	0.18	0.10	0.06	0.18	0.09	0.10	0.08	0.15	0.25	0.25	
Na	0.37	0.41	0.40	0.27	0.28	0.42	0.31	0.36	0.28	0.34	0.48	0.46	

Tab. IIe: MIKROSENDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der BIOTITE

Probe	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410M	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q	R 410Q
(Gew%)											
SiO ₂	37.31	37.13	37.51	38.11	37.56	37.12	36.95	37.70	37.33	37.12	37.00
TiO ₂	2.16	2.11	2.12	1.52	1.57	2.02	3.53	3.56	2.59	2.13	2.05
Al ₂ O ₃	13.31	13.22	13.55	12.61	12.88	14.22	13.84	14.25	13.95	14.19	14.38
Cr ₂ O ₃	0.07	0.03	-	0.02	-	-	0.03	-	-	-	0.02
FeO _{tot}	18.78	18.92	18.72	19.65	19.24	17.91	19.38	19.36	18.28	17.53	17.61
MnO	0.59	0.56	0.56	0.65	0.69	0.38	0.25	0.31	0.44	0.47	0.46
MgO	12.61	12.86	12.81	12.75	12.71	13.75	11.61	11.80	13.11	13.82	13.22
CaO	-	-	-	0.01	0.01	0.03	-	-	-	-	0.01
K ₂ O	9.26	9.29	9.38	9.48	9.46	9.13	9.22	9.42	9.32	9.19	9.24
Na ₂ O	0.08	0.12	0.03	0.07	0.10	0.15	0.06	0.07	-	0.10	-
Total	94.17	94.24	94.68	94.87	94.22	94.71	94.87	96.47	95.03	94.55	93.99
(22 o)											
Si ^{IV}	5.76	5.74	5.75	5.86	5.82	5.66	5.67	5.68	5.69	5.66	5.68
Al ^{IV}	2.24	2.25	2.25	2.13	2.18	2.34	2.33	2.32	2.31	2.34	2.32
Al ^{VI}	0.18	0.14	0.20	0.15	0.17	0.22	0.17	0.20	0.19	0.27	0.28
Ti	0.25	0.25	0.25	0.18	0.18	0.23	0.41	0.41	0.30	0.25	0.24
Cr	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	2.42	2.44	2.40	2.53	2.49	2.28	2.48	2.44	2.33	2.24	2.26
Mn	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.05	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06
Mg	2.90	2.96	2.93	2.92	2.93	3.13	2.65	2.65	2.98	3.14	3.02
Ca	-	-	-	0.02	0.02	0.01	-	-	-	-	-
K	1.82	1.83	1.84	1.86	1.87	1.78	1.80	1.81	1.81	1.79	1.81
Na	0.24	0.04	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	-	0.03	-
X _{Mg}	0.54	0.55	0.55	0.54	0.54	0.58	0.52	0.52	0.56	0.58	0.57

Tab. IIe: MIKROSONDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der BIOTITE

Probe	P 487B	P 487B	P 487B	P 489	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	P 310E	R 410A	R 410A
(Gew%)												
SiO ₂	38.22	36.23	37.71	37.28	35.89	35.89	37.22	36.40	37.37	36.70	36.96	36.15
TiO ₂	4.59	4.39	4.82	4.71	4.66	4.38	4.84	4.83	4.97	5.12	4.02	3.76
Al ₂ O ₃	13.60	13.77	13.57	12.31	13.61	13.58	13.36	13.23	13.85	13.83	13.69	13.72
Cr ₂ O ₃	0.13	-	-	0.04	-	0.07	0.02	-	-	0.02	0.08	-
FeO ^{tot}	11.71	11.69	10.72	13.08	15.97	16.28	16.93	17.15	16.38	16.88	17.98	17.40
MnO	0.05	0.06	0.09	0.04	0.12	0.15	0.17	0.14	0.17	0.17	0.25	0.15
MgO	18.81	17.90	18.09	17.16	13.52	14.24	13.83	13.55	14.26	13.74	13.37	13.21
CaO	0.04	-	0.04	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01
K ₂ O	9.08	9.12	9.25	9.38	9.20	9.09	9.24	9.27	9.61	9.61	9.44	9.27
Na ₂ O	-	0.03	0.06	-	0.07	0.07	0.10	0.07	0.07	0.07	-	0.06
Total	96.23	93.19	94.35	94.00	93.04	93.76	95.71	94.64	96.68	96.14	95.80	93.73
(22 O)												
Si IV	5.56	5.54	5.58	5.62	5.54	5.51	5.60	5.55	5.55	5.51		
Al	2.44	2.53	2.42	2.38	2.46	2.49	2.40	2.45	2.45	2.49		
Al VI	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-		
Ti	0.51	0.50	0.54	0.54	0.55	0.51	0.55	0.56	0.56	0.58		
Cr	0.15	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-		
Fe	1.42	1.47	1.33	1.65	2.06	2.09	2.13	2.19	2.04	2.12		
Mn	0.01	0.01	0.01	0.1	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Mg	4.08	4.02	3.99	3.85	3.11	3.26	3.10	3.08	3.16	3.07		
Ca	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-		
K	1.68	1.75	1.74	1.80	1.81	1.79	1.77	1.80	1.82	1.84		
Na	-	0.01	0.02	-	0.02	0.12	0.03	0.02	0.02	0.02		
X _{Mg}	0.74	0.73	0.75	0.70	0.60	0.61	0.59	0.58	0.61	0.59		

Tab. IIe: MIKROSONDENANALYSEN und KATIONENFORMELN der BIOTITE

Probe	R 380A	R 380A	P 557B	R 410R	R 410R	R 410R
(Gew%)						
SiO ₂	36.27	35.98	36.98	36.72	36.34	36.20
TiO ₂	3.48	4.62	2.98	2.94	3.25	3.32
Al ₂ O ₃	13.89	13.67	13.98	13.76	13.58	13.49
Cr ₂ O ₃	-	0.03	-	-	-	-
FeO _{tot}	20.23	20.74	19.38	17.66	17.62	17.95
MnO	0.09	0.18	0.23	0.32	0.29	0.28
MgO	12.36	10.98	13.76	14.22	13.90	13.72
CaO	-	0.07	0.03	0.02	-	-
K ₂ O	9.42	8.90	9.66	9.35	9.43	9.32
Na ₂ O	-	0.14	0.03	0.06	0.05	0.09
Total	95.75	95.28	96.98	95.05	94.48	94.37

(22 O)

Si 5.55 5.54 5.56

Al^{IV} 2.45 2.46 2.44

Al^{VI} 0.05 0.02 0.04

Ti 0.41 0.54 0.33

Cr - - -

Fe 2.59 2.67 2.44

Mn 0.01 0.02 0.03

Mg 2.82 2.52 3.08

Ca - 0.01 -

K 1.84 1.75 1.85

Na - 0.04 0.01

X_{Mg} 0.52 0.49 0.56

Liste der in den Diagrammen verwendeten geochemischen Analysen
aus Horn (1987)

Gabbrodiorit

feinkörnige Varietät

grobkörnige Varietät

11 007 01

10 180 01

11 483 02

10 244 00

11 487 01

11 007 02

12 244 02

11 055 00

11 275 00

11 487 02

11 537 02

Hybridgesteine

11 056 00 - 03, 04

11 481 01 - 03

12 380 01 - 06, 08 - 11, 13 - 16

12 410 01 - 08, 11, 13, 14, 17 - 19

Allanitgranit

10 101 00

10 354 05

11 014 01

11 187 02

11 485 02

11 495 00

12 222 00

12 244 01

12 228 02

12 380 00

12 410 10, 12

Schlüssel zu den Kennungen in der Probenkarte (Abb. A1):

11 007 01 = P 007 A; 10 180 01 = P 180 A; 12 410 01 = R 410 A

Lebenslauf

Name:	Robert Schmidt-Thomé	
Geburtstag und -ort:	27.3.1953, in München	
Familienstand:	verheiratet	
Staatsangehörigkeit:	deutsch	
Schule:	1959 - 1963	Volksschule Icking
	1963 - 1973	Hum. Gymnasium Icking
Wehrdienst:	1973 - 1974	Grundwehrdienst
Studium:	1974 - 1982	Universität München
	Aug.1978 - Jan.1979	Gaststudium an der Univ. of Pretoria
	11.5.1981	Diplom, Universität München
	Apr.1982 - Okt.1983	Forschungsaufenthalt in Brasilien, DAAD-Graduiertenstipendium
	Nov.1983 - Okt.1987	Promotionsstudium, Wiss. Mitarbeiter an der Univers. München

